Océanographie de la côte de la Colombie-Britannique

RICHARD E. THOMSON

Canada

PUBLICATION SPÉCIALE CANADIENNE DES SCIENCES HALIEUTIQUES ET AQUATIQUES 56

(Traduction française de la publication spéciale de R.E. Thomson intitulée « Oceanography of the British Columbia coast » publiée en 1981)

Océanographie de la côte de la Colombie-Britannique

RICHARD E. THOMSON

Ministère des Pêches et des Océans
Division de la physique des océans
Institut des sciences de la mer
Sidney (Colombie-Britannique)

MINISTÈRE DES PÊCHES ET DES OCÉANS

Ottawa 1984

Publié par

Gouvernement du Canada
Pêches et Océans

Direction de l'information
et des publications scientifiques

Published by

Government of Canada
Fisheries and Oceans

Scientific Information
and Publications Branch

Ottawa K1A 0E6

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1984

En vente dans les librairies autorisées, les autres librairies,
ou encore, par commande payable à l'avance, au
Centre d'édition du gouvernement du Canada,
Approvisionnements et Services Canada, Ottawa (Ont.) K1A 0S9.

Les chèques ou mandats-poste, payables en monnaie canadienne,
doivent être faits à l'ordre du Receveur général du Canada.

Un exemplaire de cette publication a été déposé,
pour référence, dans les bibliothèques partout au Canada.

Canada	21 $	N° de cat. Fs 41-31/56F
Hors Canada	25,20 $	ISBN 0-660-91292-9
		ISSN 0706-694X

Prix sujet à changement sans avis préalable

(English edition available)

Imprimé au Canada
par

Friesen Printers Ltd
Altona, Manitoba
R0G 0B0

On devra citer la publication comme suit :

THOMSON, R.E., 1984. Océanographie de la côte de la Colombie-Britannique, *Publ. spéc. can. sci. halieut.*, 56 : 317 p.

Photographie de la couverture
Côte ouest de l'île Moresby par
Dr. Pat McLaren,
Centre geoscientifique du Pacifique,
Sidney (C.-B.)

À Justine et Karen

Table des matières

AVANT-PROPOS

DOCUMENTATION DE BASE

Introduction x
Remerciements xi
Résumé/Abstract xii

PREMIÈRE PARTIE HISTOIRE ET NATURE DE LA CÔTE

Chapitre 1. Historique

Origine des océans 1
La dérive des continents 2
Évolution de la côte 7
Premières explorations 10

Chapitre 2. La côte actuelle

Topographie des fonds marins 15
Monts sous-marins 17
Inlets, estuaires et seuils 18
Répartition de la température 22
Répartition de la salinité 23
Configuration des vents 26
Rivages et plages 29
Formes de plage mineures 34
Flèches et croissants de plage 36
Des falaises aux battures 39
Ouvrages à la mer 44

DEUXIÈME PARTIE OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE GÉNÉRALE

Chapitre 3. Marées et courants de marée

Premières connaissances 51
Zéro des cartes 51
Mesure des marées 52
Nature des marées 53
Théorie de l'équilibre des marées 56
Types de marées 60
Marées à période longue 62
Composantes de la marée 63
Marées côtières 64
Marées non astronomiques 67
Frottement dû à la marée 68
Courants de marée 68
Facteurs influant sur les courants de marée 71
Ellipses de courant 73
Laisses de marée 75
Eaux rouges 76

Chapitre 4. Courants secondaires

Dérive due au vent 79
Courants de détente 80
Eaux glissantes 81
Spirale d'Ekman 81
Courants de densité 82
Courants dus à la pente de la surface de la mer 84
Jets et remous 85

Chapitre 5. Remontée : Mouvement ascendant d'eau froide vers la surface

Causes de la remontée 87
Effets locaux 90
Climat 91
Pêcheries 91
El Niño 92
Courants côtiers 92

TROISIÈME PARTIE ONDES OCÉANIQUES

Chapitre 6. Nature des ondes océaniques

Terminologie 95
Mouvement de l'eau 96
Croissance des vagues 99
Mer et houle 100
Vitesse de groupe 101
Vagues insolites 102
Clapotis 103
Moutons 104
Dissipation des vagues 104
Ondes de gravité internes 104
Ondes produites par les navires 111

Chapitre 7. La production de vagues de vent

Un problème difficile 115
Mécanismes de la production des vagues 115
Croissance des vagues de vent 117
Statistiques relatives aux vagues 118
Spectres des vagues 122
Échelle de Beaufort 124
Amortissement des vagues 125
Vents et ondes pour une course en mouvement 126

Chapitre 8. Ondes en eau peu profonde

Réfraction 129
Diffraction 130
Réflexion 131
Accroissement de la pente des vagues 132
Déferlement 133
Dérives littorales 133
Courants sagittaux 134

Chapitre 9. Tsunamis (raz de marée)

Génération 140
Propagation des ondes 142
Hauteur en mer 142
Hauteur près du rivage 142
Système d'avis de tsunamis 145

Table des matières *(fin)*

QUATRIÈME PARTIE OCÉANOGRAPHIE DES EAUX INTÉRIEURES

Chapitre 10. Détroit de Géorgie
Physiographie 149
Distribution des températures et de la salinité 149
Configuration des vents 152
Vagues 154
Marées 157
Courants de marée 158
Courants observés 166
Renouvellement de l'eau 173
L'estuaire du fleuve Fraser 174
Réseau Inlet Burrard — bras Indian 179
Baie Howe 190

Chapitre 11. Détroit Juan de Fuca
Physiographie 199
Distribution des températures et de la salinité 199
Configuration des vents 201
Vagues 204
Marées 204
Courants de marée 206
Courants observés 209
L'inlet Sooke 212

Chapitre 12. Région du détroit de Johnstone
Historique 215
Bathymétrie et propriétés de l'eau 217
Vents 220
Vagues 221
Marées 222
Courants 223

CINQUIÈME PARTIE OCÉANOGRAPHIE DES EAUX DU LARGE

Chapitre 13. Région océanique
Tectonique des plaques 233
Physiographie 235
Propriétés de l'eau 235
Réchauffement et refroidissement saisonnier 237
Climatologie 238
Vagues 242
Marées 244
Courants 246

Chapitre 14. Région de la plate-forme du Nord
Un peu d'histoire 256
Caractéristiques du rivage 256
Bathymétrie 257
Glaciation 258
Température et salinité 259
Vents 260
Brouillards 260
Vagues 260
Marées 262
Circulation 262

GLOSSAIRE 269
RÉFÉRENCES 279
APPENDICES
Appendice A Table de conversion des mesures métriques et anglaises 285
Appendice B Instituts de recherches marines de la côte nord-ouest du Pacifique 285
Appendice C Hypothermie par immersion 287
Appendice D Forces marégénératrices comparées du soleil et de la lune 288
PLANCHES COULEURS 289
INDEX 305

AVANT-PROPOS

Les océanographes pratiquent un culte bien à eux. Les autres ne comprennent pas d'où leur vient leur passion pour l'étude de l'eau. Leur dieu est la mer; leur credo, comprendre, interpréter et, en fin de compte, respecter ses mystères apparemment infinis. Dans leurs chapelles, on parle mathématiques : leurs prêtres sont les ordinateurs. Il n'est donc pas étonnant que les membres de ce culte soient enfermés dans des établissements isolés, loin du public.

L'un d'entre eux nous fait pénétrer ici, dans un langage simple, au coeur du culte. Cet ouvrage n'est pas un manuel, mais avant tout une biographie, celle de la mer. L'auteur, dans un style narratif plaisant et à l'aide de nombreuses illustrations, décrit l'origine, les caractéristiques physiques et la nature des forces qui agissent dans et sur l'océan Pacifique-Est. Il décrit également l'origine, la forme et la structure des fonds océaniques de même que l'évolution des côtes et des plages. Sans être sentencieux ni condescendant, l'auteur explique avec soin les mouvements complexes des masses d'eau, d'abord en termes généraux, puis relativement aux diverses régions côtières de la Colombie-Britannique. Il décrit les variations saisonnières de la salinité et de la température et explique d'une manière remarquablement claire l'interaction complexe des forces planétaires qui entraînent la variabilité des marées. Certaines de ses expériences de même que celles de ses collègues servent à illustrer quelques-uns des effets les plus spectaculaires des mouvements des masses d'eau, notamment les clapotis de marée dans le nord du détroit de Géorgie, les ondes de gravité internes dans l'inlet Knight et les singuliers tourbillons de marée du passage Gilford. L'auteur réussit à nous communiquer l'enthousiasme qu'il a pour son travail, en particulier lorsqu'il montre, à l'aide d'exemples, un aspect de l'océanographie côtière.

Ce livre devrait plaire à un large public. Il convient non seulement aux scientifiques et à leurs étudiants, mais aussi au personnel des navires commerciaux et aux plaisanciers à titre d'ouvrage de référence. Bien que l'auteur ne prétende pas écrire une bible, il fait une contribution remarquable à la compréhension et à l'appréciation des eaux côtières de la Colombie-Britannique.

C.J. Yorath
Commission géologique du Canada
Sidney (C.-B.)

DOCUMENTATION DE BASE

Introduction

Le présent ouvrage a vu le jour il y a plus de six ans; j'ai alors commencé à écrire une série d'articles sur l'océanographie pour le compte d'une revue innovatrice de plaisance publiée à Vancouver. À l'époque, comme aujourd'hui, de nombreux livres étaient consacrés à la mer, mais on n'y rencontrait que rarement l'explication des fascinants phénomènes océaniques des eaux côtières de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. Voici une étude que tente de combler la même lacune que les articles sur la plaisance. Comme toute métamorphose, cependant, ce travail présente un contenu fortement augmenté, diversifié et raffiné.

J'ai tenté de présenter un texte qui serait facilement compréhensible au profane intelligent sans pour autant transiger avec le contenu scientifique. Pour atteindre ce but qui m'échappait parfois, j'ai divisé l'ouvrage en trois sections principales : la première (partie I) porte sur l'origine et la physiographie des océans; la deuxième (parties II et III) traite des formations et concepts principaux d'océanographie physique et fournit la base nécessaire pour comprendre les phénomènes océaniques dont nous parlerons dans les prochains chapitres; la troisième (parties IV et V) décrit en détail la physiographie, la météorologie et l'océanographie en haute mer et dans les régions côtières du Pacifique Nord-Est. Toute la documentation, notamment les appendices et plus de 277 diagrammes, a été examinée avec soin par des spécialistes de divers domaines des sciences de la mer afin d'en assurer l'authenticité et la pertinence. Nous espérons que le produit final sera aussi agréable que pratique et permettra au lecteur de comprendre la nature des océans du monde et lui inculquera un profond respect pour la beauté physique de la côte ouest du Pacifique.

Remerciements

Je tiens à remercier les nombreux collègues et amis qui ont contribué à faire de ce livre ce qu'il est. Je dois beaucoup au professeur George Pickard, jusqu'à récemment directeur du Département d'océanographie de l'Université de la Colombie-Britannique, et au docteur Christopher Yorath, directeur de la Section de géologie marine du Centre géoscientifique du Pacifique, pour leurs judicieux conseils. J'ai trouvé en eux une source de courage et d'inspiration. Je remercie également Mme Sharon Thomson et M. Robert Sandilands de la revue attentive qu'ils ont faite d'une première ébauche du texte ainsi que le docteur Rob Macdonald, qui a critiqué de façon professionnelle l'avant-dernière version. Je remercie les collègues qui m'ont accompagné en mer, M. Stan Huggett, le docteur Patrick Crean et M. James Holbrook, et m'ont généreusement fourni des informations techniques; Mmes Suzanne Williems, Lynne Dwyer et M. Luc Perrier pour la traduction; aussi, M. Allan Douglas pour les excellents graphiques d'ordinateur que j'ai utilisés dans certaines figures. Je suis reconnaissant également à Mme Doris van Aanhout, qui a su transformer mon écriture en une première ébauche du manuscrit, à Mme Susan Michaux, qui a collaboré aux nombreuses révisions, et à Mme Billie Mathias, qui a aidé à terminer le manuscrit. Enfin et surtout, je remercie du fond du coeur les collègues du ministère des Pêches et des Océans qui m'ont aidé à publier ce livre, et ma femme Irma, qui, en plus de revoir les premières ébauches, a subi avec patience les innombrables soirées et fins de semaines que j'ai passées dans mon cabinet de travail.

Finalement, je sais gré aux compagnies, sociétés, ministères et associations suivantes d'avoir accordé la permission de reproduire certaines parties de leurs publications : Aanderaa Instruments Ltd. (Victoria); Academic Press, Inc.; American Association of Petroleum Geologists; American Geophysical Union; American Meteorological Society; Service hydrographique du Canada, région du Pacifique; Dodd, Mead and Company; Doubleday and Company, Inc.; Dowden, Hutchison and Ross, Inc.; Edward Arnold Ltd.; Elsevier Scientific Publishing Company; Geological Society of America, Inc.; Commission internationale des pêches du Pacifique-Nord; John Wiley and Sons, Inc.; Ministère des Approvisionnements et Services; Pergamon Press Ltd.; Prentice-Hall, Inc.; Seismology Society of America; U.S. Department of Commerce; U.S. Naval Oceanographic Office; Webb Institute of Naval Architecture.

Résumé

THOMSON, R.E., 1984. Océanographie de la côte de la Colombie-Britannique, *Publ. spéc. can. sci. halieut. aquat.*, 56 : 317p.

Le présent ouvrage traite des aspects physiques de la mer en utilisant comme exemples l'océan Pacifique et les eaux adjacentes à la côte de la Colombie-Britannique. Il porte particulièrement sur les vagues, les courants et les marées, et aborde également divers sujets qui vont de la météorologie et de la biologie marine à la géologie marine passée et présente. Il tente d'expliquer les mouvements de la mer et de les relier à l'expérience de tous les jours; il peut donc intéresser tant le profane que le marin, le scientifique ou l'ingénieur.

Abstract

THOMSON, R.E., 1984. Océanographie de la côte de la Colombie-Britannique, *Publ. spéc. can. sci. halieut. aquat.*, 56 : 317p.

This book deals with the physical aspects of the sea as exemplified by the Pacific Ocean and the contiguous waters of the British Columbia coast. Although principally devoted to waves, currents, and tides, the book spans a broad spectrum of topics ranging from meteorology and marine biology to past and present marine geology. It attempts to elucidate the nature of oceanic motions and to relate them to everyday experience for the general interest of the casual reader and for the practical benefit of the professional mariner, scientist, or engineer.

PREMIÈRE PARTIE
HISTOIRE ET NATURE DE LA CÔTE

Chapitre 1. Historique

Origine des océans

L'eau abonde dans le système solaire : elle est enfermée dans les noyaux gelés des plus grosses planètes, depuis Saturne jusqu'à Pluton, à plus de 6 milliards de km du Soleil, elle se trouve dans les calottes polaires de Mars, et elle forme les nuages tourbillonnants de la basse atmosphère de Jupiter ainsi que les océans qui se meuvent lentement sur 71 % de la surface terrestre. On peut imaginer que, sans une telle abondance d'eau, la vie n'aurait pu évoluer sur la Terre, puisque la synthèse des composés organiques débuta dans les vastes mers protectrices. Il n'est donc pas surprenant que le besoin d'expliquer l'origine des océans occupe une place spéciale dans les tentatives de l'homme pour comprendre la nature de l'univers.

Aujourd'hui, selon la théorie scientifique généralement acceptée, le système solaire est né, il y a plus de 4 milliards et demi d'années, d'un immense nuage en rotation, composé de gaz et de poussières (fig. 1.1A). Tous les éléments qui constituent aujourd'hui les planètes étaient renfermés dans ce nuage primordial d'origine incertaine : de l'hydrogène, de l'hélium et d'autres gaz; des poussières de composition diverse, des métaux, des éléments radioactifs et de la glace. De plus, une grande quantité d'eau était rattachée aux poussières par des liens chimiques. Lorsque ces éléments furent concentrés par les forces gravitationnelles, ils se mirent à tournoyer de plus en plus rapidement, jusqu'à ce qu'ils forment un disque (fig. 1.1B). Au centre de celui-ci, un corps massif se constitua et devint à la longue si dense et si chaud que la fusion nucléaire de l'hydrogène et de l'hélium s'amorça et produisit une étoile, le Soleil. Au début de son développement, le Soleil se débarrassa d'énormes quantités de matière qui, tel un vent solaire intense, dérivèrent à travers le système solaire naissant, et, réduit de beaucoup, il devint la fournaise nucléaire qui réchauffe aujourd'hui la Terre. À peu près au même moment, mais loin du noyau central du disque en rotation, d'autres parties du nuage primordial s'agglomérèrent pour former les planètes et leurs lunes (fig. 1.1C). La plupart des poussières qui restaient entre les planètes furent ensuite chassées du système solaire par les premiers vents solaires.

Pendant les quelques premiers millions d'années suivant la consolidation du Soleil, la Terre se forma en attirant d'énormes quantités d'infimes particules du disque en rotation. Pendant ces années, la Terre était une planète froide et solide à atmosphère inhospitalière, riche en hydrogène et en gaz nobles, mais sans eau. À mesure que le Globe grossissait, la température et la pression augmentaient sous l'effet combiné de l'attraction interne accrue, des collisions avec la multitude des météorites sillonnant le système solaire encombré, et de la chaleur dégagée par la désintégration radioactive d'éléments, tels l'uranium, le thorium et un isotope de potassium. Pendant des dizaines de millions d'années, une telle quantité de chaleur s'accumula que la majeure partie de l'intérieur de la Terre entra en fusion. Du fer, du nickel et d'autres éléments lourds, à l'état liquide, s'enfoncèrent alors vers le centre pour former un noyau

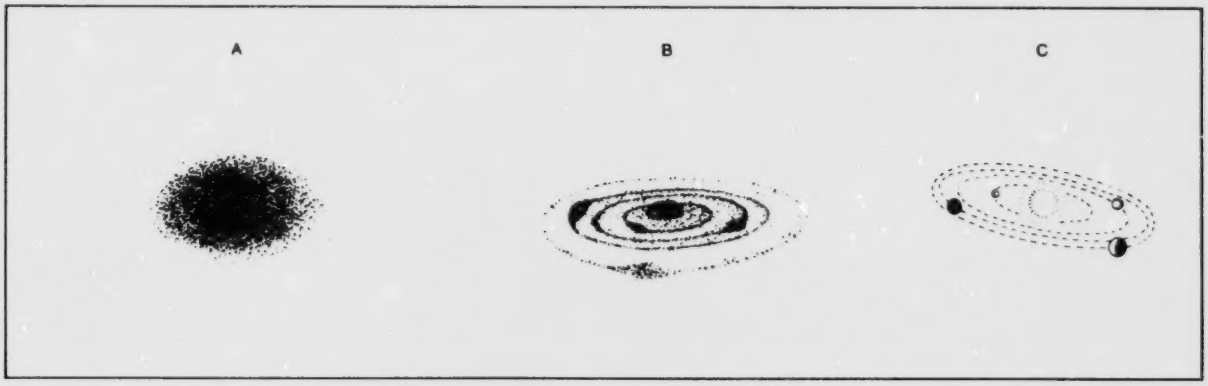


FIG. 1.1 Trois étapes de l'évolution du système solaire. Il y a plus de 4,5 milliards d'années, un grand nuage de poussières et de gaz, (A) tout au bout d'un bras de la galaxie spirale, commença à s'effondrer en un disque tournant. La concentration de cette matière au milieu du disque (B) conduisit à la formation d'un corps massif dont la densité et la température croissantes parvinrent à allumer le combustible nucléaire et à le transformer en une étoile, le Soleil (C). Au même moment, de la matière éloignée du noyau s'agglomera pour former les planètes et leurs satellites.

qui, à l'exception d'une petite portion centrale solide, est demeuré liquide jusqu'à aujourd'hui.

Pendant ce temps, des éléments plus légers, tels l'aluminium, le sodium, le silicium et le potassium, ainsi que de grandes quantités d'eau remontèrent pour former le manteau externe plastique et la croûte rigide de la planète. À ce moment, le vent solaire avait depuis longtemps balayé l'atmosphère d'accrétion et, à sa place, régnait une atmosphère riche en méthane, en ammoniac et en vapeur d'eau. Une grande partie de cette vapeur d'eau avait été extraite de la matière solide par la chaleur et la pression et s'était échappée à la surface. Il est fort probable que l'eau ainsi libérée constituait un océan ininterrompu sur la face de la Terre, mais une portion considérable était peut-être également présente dans l'atmosphère sous forme de vapeur.

Que l'eau fût sous forme de liquide ou de vapeur, il semblerait qu'à une certaine époque, il y a entre 3,7 et 2,2 milliards d'années, la surface de la Terre s'était suffisamment refroidie pour permettre la condensation de la plus grande partie de la vapeur d'eau et l'apparition, dès ce moment, d'océans sur la Terre en évolution. De plus, ces océans n'étaient que légèrement moins salés que ceux d'aujourd'hui. Le sel émergea à la surface en même temps que l'eau issue du processus de dégazage. Actuellement, plus de 97 % de l'eau de la Terre se trouve dans les océans, et seulement 0,001 % dans l'atmosphère.

Dans l'environnement protégé et riche en nutriants de ces mers primordiales, la première synthèse de composés organiques complexes se produisit et les premiers organismes vivants apparurent. L'évolution de la vie avait commencé. La Terre elle-même a continué d'évoluer, au sens géologique, et elle se présente aujourd'hui en couches, comme un oignon (fig. 1.2). À sa surface, de grandes plaques de croûte se sont formées et,

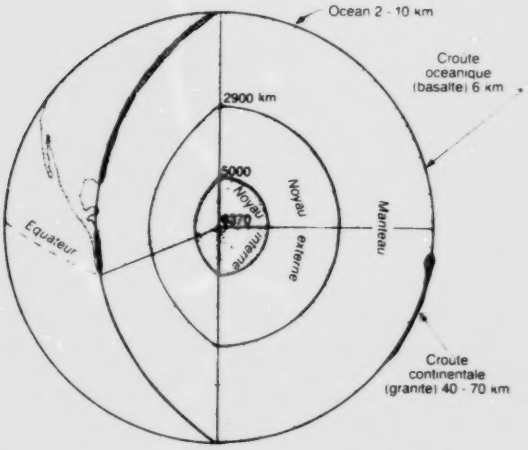


FIG. 1.2 Structure interne de la Terre. Le manteau est fait de silicates de magnésium et de fer, le noyau externe, de fer et de nickel en fusion, et le noyau interne, de fer et de nickel à l'état solide.

un peu comme de minces pavés qui flottent sur une nappe visqueuse de goudron fondu, migrent lentement sur la surface du globe et modifient continuellement les frontières et les dimensions des océans.

Un heureux concours de circonstances a permis l'existence ininterrompue des océans. La Terre est assez près du Soleil pour que l'eau de mer ne gèle pas en grande quantité, mais assez loin et assez massive pour que l'attration empêche la vapeur d'eau de s'échapper dans l'espace en volume important. L'eau des océans a donc des milliards d'années, datant de l'époque où elle a émergé pour la première fois sur la surface de la Terre primitive. On n'a pas encore trouvé d'endroit où il sortirait toujours de l'eau des entrailles de la Terre. Certes, nous naviguons sur des mers anciennes!

La dérive des continents

La croûte scoriacée qui se forma sur l'extérieur refroidissant de la Terre finit par se distribuer en masses continentales d'environ 50 km d'épaisseur, et en couches océaniques plus minces, d'environ 10 km d'épaisseur. Dans le manteau sous la croûte, les roches partiellement fondues de l'asthénosphère ont été gardées en mouvement continu par la chaleur de la matière en désintégration radioactive. À l'instar des mouvements de circulation verticale dans un chaudron de bouillon chauffé (fig. 1.3), les lents courants de convection vers le haut, associés au réchauffement interne, ont causé l'extrusion massive de magmas asthénosphériques à travers les fonds marins le long de chaînes de montagnes océaniques appelées dorsales médio-océaniques. Des roches basaltiques formées par la solidification de ces magmas se sont ajoutées à la croûte et à la lithosphère sous-jacente; les fonds océaniques d'aujourd'hui comptent donc parmi les formes tectoniques les plus jeunes de la surface de la Terre. Les dorsales deviennent alors des centres de processus divergents d'expansion des fonds océaniques, et la lithosphère ainsi créée est transportée latéralement des dorsales vers les régions de convergence (fig. 1.4). Les compartiments continentaux s'éloignent des régions de divergence et sont transportés passivement à la vitesse de l'expansion des fonds océaniques.

Aux zones de convergence des plaques, la lithosphère océanique est soumise à la subduction; la plaque lithosphérique plie vers le bas et est souvent associée à la formation de fosses, les régions les plus profondes des océans du monde. La surface de la plaque qui descend vers l'intérieur de la Terre est soumise à une fonte partielle sous l'effet de la chaleur engendrée par le frottement. Les matériaux en fusion peuvent ensuite remonter à la surface pour former des volcans continentaux en deçà de la fosse ou un arc d'îles volcaniques près de la fosse. Les chaînes d'îles volcaniques de l'Indonésie sont des exemples d'arcs insulaires créés près de zones de subduction. [Il existe également des arcs d'îles volcaniques qui ne sont aucunement liés aux limites de plaques convergentes. Les îles Hawaii, par exemple, ont leur origine là où des panaches thermiques de magma de quelques centaines de kilomètres de diamètre passent du

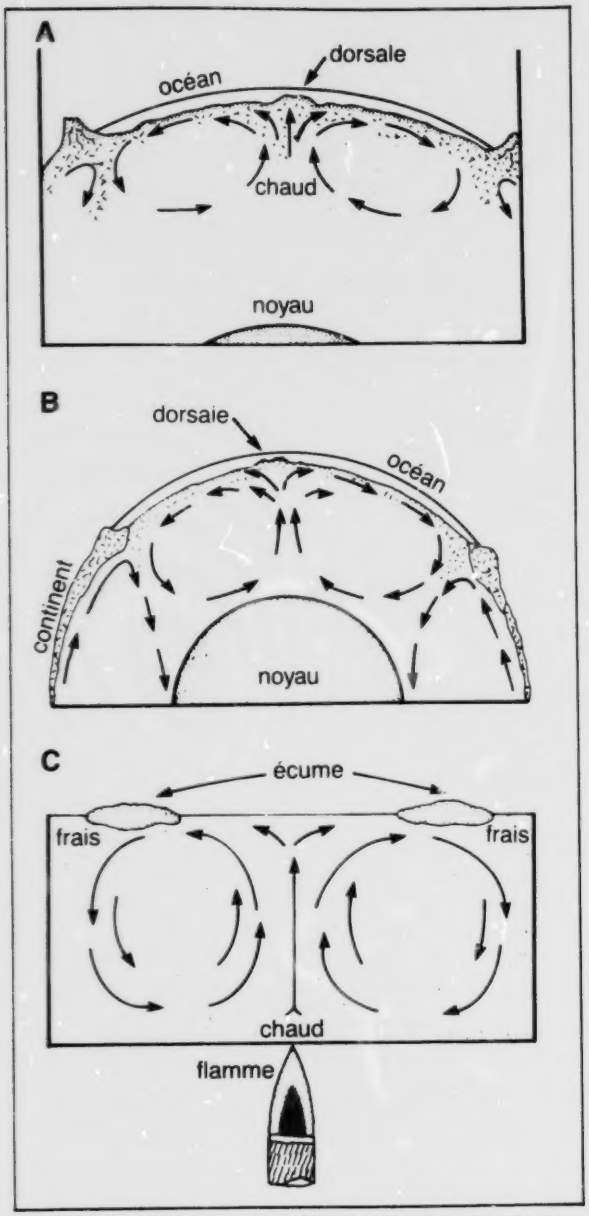


FIG. 1.3 Deux modèles possibles de cellules de convection du manteau terrestre (A, B), et convection dans un chaudron de bouillon chauffé (C).

noyau externe à la lithosphère et créent un point chaud d'activité volcanique. Il existe une vingtaine de points chauds. L'activité volcanique la plus récente se manifeste à une extrémité de la chaîne (la grande île Hawaii, par exemple), alors que les volcans assoupis ou éteints se retrouvent à l'extrémité opposée de la chaîne (Kauai). La chaîne est alignée dans la direction du mouvement de la plaque sur laquelle reposent les volcans; les plus actifs sont situés sur le bord antérieur de la plaque en marche.] Le mont Baker, le mont Rainier, le mont St. Helens (État de Washington) récemment entré en activité et le mont Garibaldi (Colombie-Britannique) sont des exemples de volcans continentaux associés à la subduction de la croûte. Les îles Aléoutiennes aux spectaculaires pics volcaniques et le célèbre mont Fuji au Japon sont d'autres exemples du « Cercle de feu du Pacifique ». La fosse des Aléoutiennes, immédiatement au sud de la chaîne des îles Aléoutiennes, descend jusqu'à plus de 8 000 m dans une région où les profondeurs typiques de l'océan sont voisines de 5 000 m. À moins de 200 km au nord, les fosses cèdent la place à des îles volcaniques dont les sommets coniques s'élèvent abruptement jusqu'à 2 800 m au-dessus de la surface des mers environnantes.

Les processus d'expansion des fonds océaniques se seraient poursuivis pendant la majeure partie de l'époque géologique. La distribution actuelle des plaques continentales et océaniques, cependant, résulta d'une étape de l'expansion des fonds océaniques qui débuta il y a environ 200 millions d'années, lorsque le supercontinent Pangée — ce qui veut dire « toutes les terres » — commença à se morceler. Six grands « pavés », ou plaques lithosphériques, qui recouvrent toute la surface du globe, naquirent de ce morcellement (fig. 1.5). Dans la figure 1.6, les plaques sont délimitées par des régions de convergence, comme les fosses ou certaines chaînes de montagnes, par des régions de divergence, telles les dorsales océaniques, et par des zones faillées où les plaques glissent l'une par rapport à l'autre. Les limites divergentes, ou dorsales d'expansion, s'étendent tout au long des océans Atlantique, Indien et Pacifique Sud, alors que dans le Pacifique Nord, les zones de renouvellement apparaissent limitées au côté est. Un système de dorsales océaniques particulièrement actif est celui au large de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. Les limites convergentes entourant le Cercle de feu du Pacifique sont situées sous les talus continentaux (fig. 1.5). L'activité sismique tendant généralement à aller de pair avec les mouvements de la lithosphère dans les zones de convergence, la ceinture côtière de l'océan Pacifique est l'une des régions du monde les plus frappées par les tremblements de terre (fig. 1.7).

Les roches injectées dans les fonds océaniques aux dorsales n'atteignent les zones de subduction qu'au bout de dizaines de millions d'années et sont tapissées d'une mince couverture de « poussières » sédimentaires de matières organiques et inorganiques qui tombent de l'océan sus-jacent. Une partie de ces roches sédimentaires pénètre dans le manteau avec la lithosphère en subduction, tandis que le reste est comprimé, plissé et transformé en roches métamorphiques par les puissantes forces de contact qui jouent aux limites des plaques. De tels mécanismes tectoniques expliquent la présence du vaste plissement de montagnes jeunes qui encercle presque tout l'océan Pacifique, allant des Andes de l'Amérique du Sud aux chaînes côtières de l'Amérique du Nord, longeant les chaînes aux contours déchiquetés des îles Aléoutiennes et du Kamchatka, puis traversant les échines montagneuses du Japon, des Philippines et de la Nouvelle-Zélande (fig. 1.6). En un sens, ces zones montagneuses ressemblent à un arc irrégulier qui se crée à mesure que la plaque continentale se fraie un chemin dans la plaque océanique.

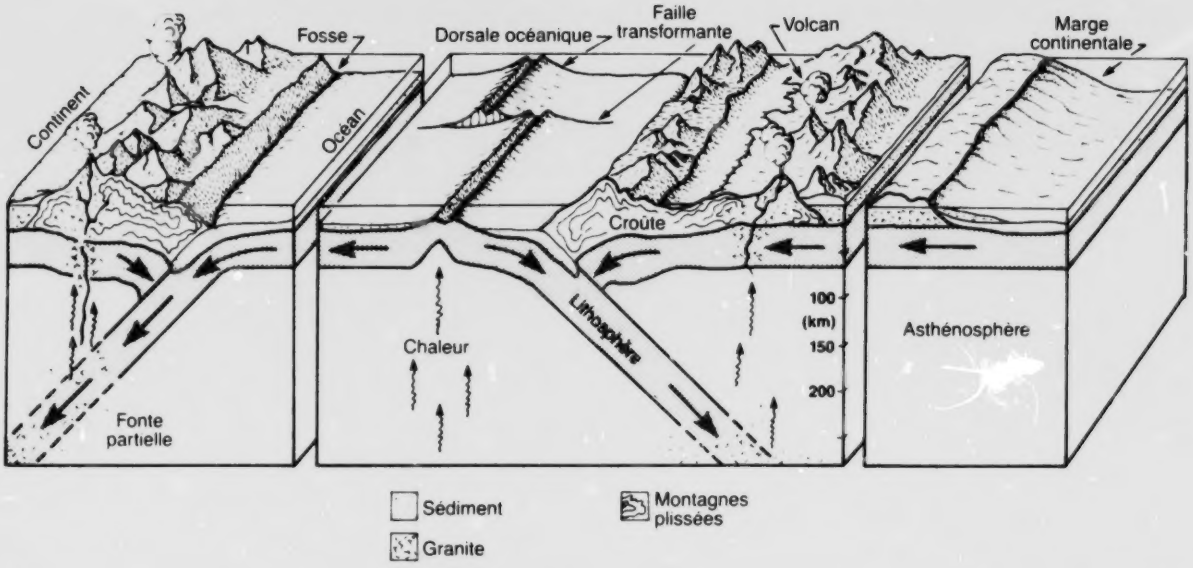


FIG. 1.4. Schématisation de l'expansion des fonds océaniques et de la dérive des continents (tectonique des plaques). Le basalte de la lithosphère océanique refond à la suite de la subduction à des profondeurs d'environ 200 km dans l'asthénosphère. De hautes montagnes aux contours déchiquetés et de profondes fosses sous-marines sont formées par le flambement de la croûte à la zone de contact entre la plaque océanique et la plaque continentale. Des volcans apparaissent là où du magma issu de la zone refondue pénètre dans des roches fracturées de la croûte.

Premières preuves

La notion des plaques continentales et océaniques se mouvant indépendamment les unes des autres sur la surface de la Terre relève de la nouvelle théorie de la tectonique des plaques, qui n'est acceptée partout que depuis une décennie. Cependant, des hypothèses semblables furent proposées dès 1620 par Sir Francis Bacon, qui suggéra que les Amériques avaient déjà été unies à l'Europe et à l'Afrique, et par un Français nommé Placet, qui, en 1668, écrivit un article dans lequel il essayait de montrer que l'Amérique n'avait pas été séparée du reste du monde avant le « Déluge ». Au début du XX^{e} siècle, des études géologiques importantes effectuées par l'Autrichien Eduard Seuss et l'Allemand Alfred Wegener présentèrent des preuves convaincantes de la possibilité de la dérive des continents. Tout comme s'il jouait avec les pièces d'un casse-tête, Seuss découvrit que les masses continentales de l'hémisphère sud s'agençaient en un seul continent qu'il appela le Gondwana, tandis que Wegener avança que tous les continents avaient été réunis il y a plus de 200 millions d'années en un vaste supercontinent, le Pangée.

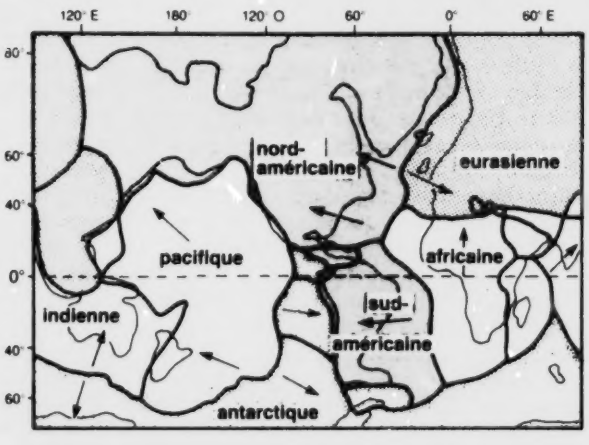


FIG. 1.5 L'emplacement des six grandes plaques lithosphériques et leurs limites sur la surface de la Terre par rapport aux littoraux actuels. Les flèches montrent les mouvements de plaques relativement aux limites adjacentes. (Tiré de Wyllie 1976)

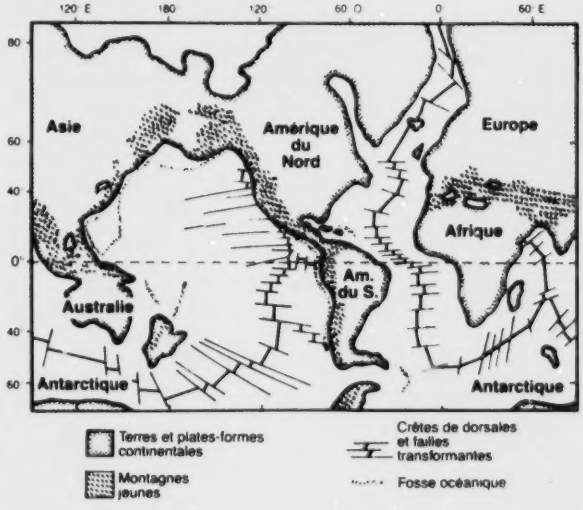


FIG. 1.6 Formes géologiques actives associées aux grandes plaques lithosphériques. (Tiré de Wyllie 1976)

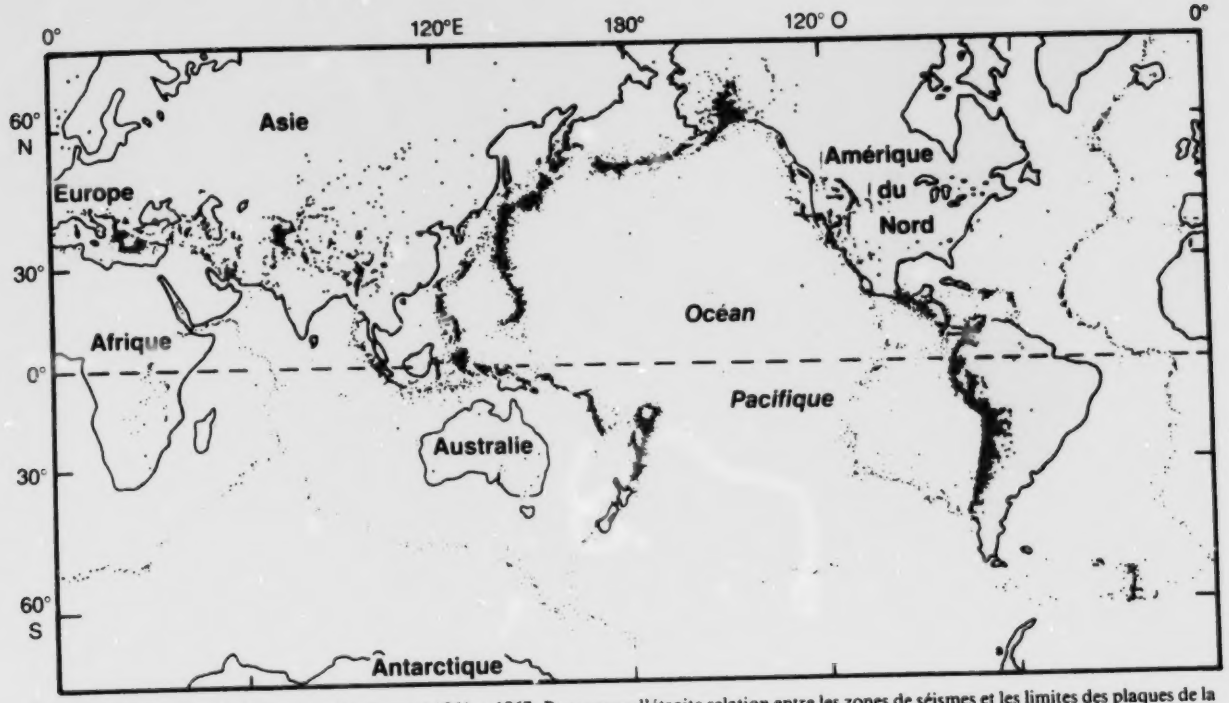


FIG. 1.7 Distribution des épicentres relevés entre 1961 et 1967. Remarquez l'étroite relation entre les zones de séismes et les limites des plaques de la figure 1.5. (D'après Barazangi et Dorman 1969)

Le Pangée commença à se scinder il y a environ 200 millions d'années en se fracturant le long de ce qui est maintenant la dorsale médio-atlantique; cela entraîna la formation, dans l'hémisphère sud, du vaste Gondwana, qui comprend l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Inde, l'Antarctique et l'Australie, et, dans l'hémisphère nord, de la tout aussi vaste Laurasie, qui comprend l'Amérique du Nord et l'Eurasie. À la suite du fractionnement de ces deux grands continents, les régions continentales plus petites d'aujourd'hui se mirent à dériver librement. La figure 1.8 essaie de retracer l'histoire de la dérive des continents depuis 200 millions d'années. Voici un exemple des mouvements en jeu : après avoir dérivé vers le nord-est, l'Inde heurta l'Eurasie; l'Himalaya se forma là où les roches des deux plaques continentales convergentes furent soulevées par les forces de compression, et le plateau du Tibet se constitua du fait que la bordure nord du sous-continent indien glissa sous la marge sud de l'Eurasie, puis le souleva.

Parce que les études géophysiques des fonds océaniques au large de la région sud-ouest de la Colombie-Britannique ont joué un rôle important dans le développement de la théorie de la tectonique des plaques, il serait bon d'approfondir un peu plus la nature des processus géologiques en jeu. Cela servira également d'initiation à l'étude de l'évolution de la côte. Deux faits essentiels doivent être compris dès le début. Premièrement, les composés de fer et de nickel de la roche en fusion qui se fraient un chemin à travers les dorsales océaniques sont soumis à l'influence du champ magnétique qui se dégage du noyau externe liquide de la Terre. Lorsque la roche se solidifie, les domaines magnétiques de ces composés « se figent » et permettent de retracer l'histoire du champ magnétique terrestre ambiant. Une fois que ces petits aimants sont ainsi figés, l'enregistrement magnétique de la roche ne peut être modifié par aucun changement du magnétisme terrestre. Deuxièmement, le champ magnétique terrestre subit périodiquement de brusques inversions de polarité accompagnées de variations d'intensité : le pôle nord magnétique migre vers le pôle sud géographique, tandis que le pôle sud magnétique migre vers le pôle nord géographique, et il s'écoule des intervalles de quelques milliers d'années où aucun champ magnétique ne se fait sentir. Depuis 10 millions d'années, une inversion se produit environ tous les millions d'années. (Les pôles géographiques, bien sûr, demeurent fixes aux extrémités de l'axe autour duquel la Terre est en rotation.) Donc, à mesure que le fond marin s'éloigne des deux côtés d'une dorsale, au rythme de quelques centimètres par années, les roches qui contiennent des composés de fer et de nickel enregistrent les traces du magnétisme terrestre passé. Dans les régions où la croûte terrestre porte la même polarité magnétique que celle du présent champ magnétique terrestre, l'intensité magnétique totale mesurée est anormalement élevée (les deux intensités s'ajoutent l'une à l'autre); lorsque la polarité est opposée à celle de la Terre, l'intensité mesurée est anormalement basse (les deux intensités se neutralisent l'une l'autre). La différence entre l'intensité magnétique mesurée véritable et une valeur moyenne calculée à partir de mesures régionales à une plus grande échelle est appelée anomalie magnétique (fig. 1.9). Les anomalies positives se retrouvent dans les régions où les roches se sont solidifiées lorsque le champ magnétique terrestre avait la même polarité qu'aujourd'hui, les anomalies négatives,

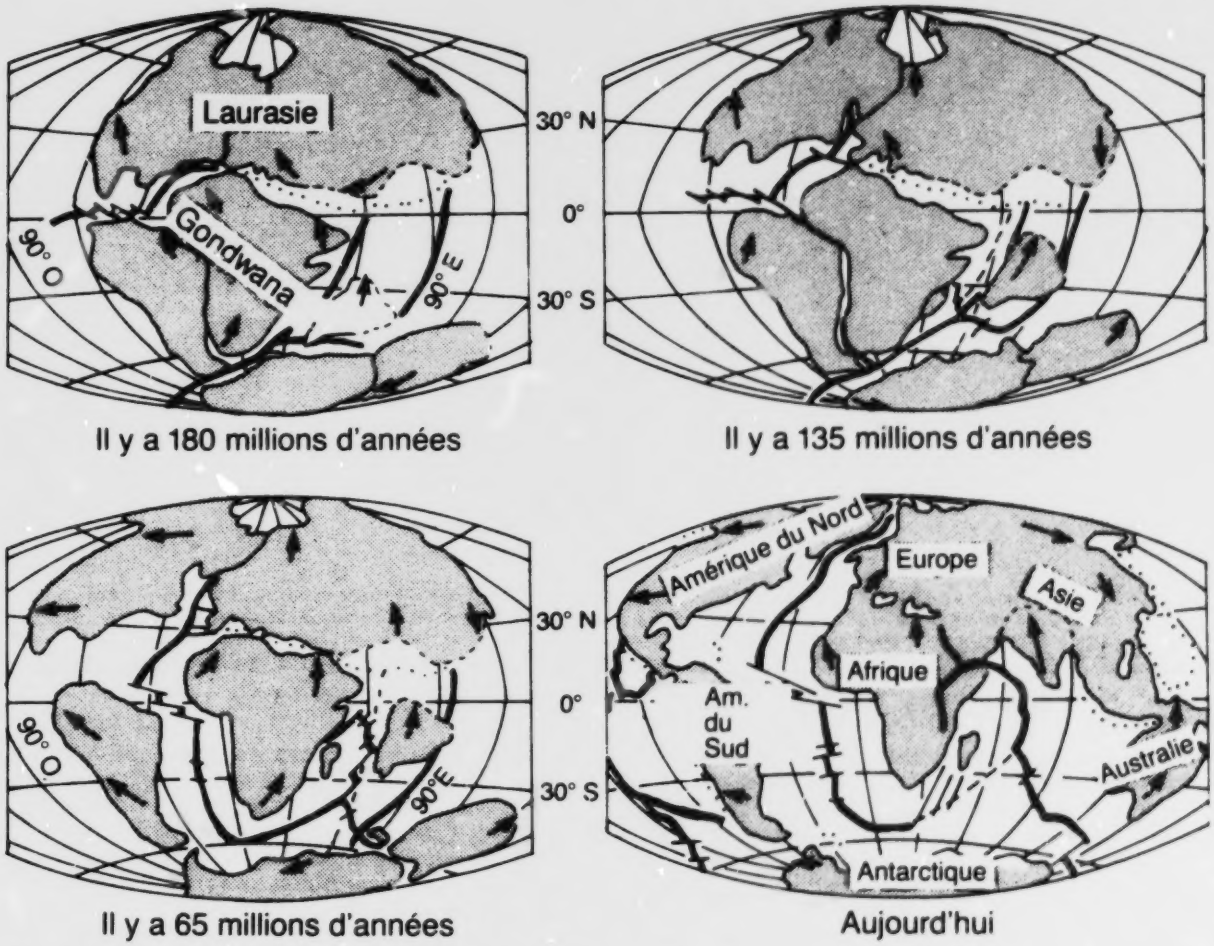


FIG. 1.8 La dérive des continents depuis 200 millions d'années. Les flèches montrent les mouvements des continents depuis le fractionnement du supercontinent Pangée. Les lignes continues montrent les limites des plaques divergentes, et les pointillés, celles des plaques convergentes. (D'après Dietz et Holden 1970)

dans des régions où les roches se sont formées pendant des périodes de polarité inversée.

Des cartes des anomalies magnétiques obtenues à partir de prospections magnétométriques aériennes et maritimes au-dessus de régions d'expansion du fond océanique montrent des bandes parallèles de polarité alternante (fig. 1.10). (Les magnétomètres sont des instruments capables de mesurer l'intensité du champ magnétique terrestre avec une précision supérieure à 1 gamma pour 1 000 000. L'intensité du champ terrestre d'aujourd'hui varie entre 25 000 et 60 000 gammas, selon le lieu.) De concert avec d'autres techniques de datation géologique, telle la datation radiométrique, ces bandes peuvent ensuite servir à établir la vitesse et la direction de l'expansion pour environ 200 millions d'années. Ces résultats peuvent également être comparés à des études paléomagnétiques, qui permettent de connaître la position relative des continents jusqu'à il y a 600 millions d'années. L'une des premières cartes des anomalies magnétiques portait sur la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington et a été effectuée par Raff et Mason (1961) (fig. 1.10). Les rayures très marquées de cette carte ont amené Vine et Mathews (1963) à émettre une hypothèse qui lie l'expansion des fonds océaniques aux inversions du champ magnétique terrestre et qui a servi de base solide à la théorie de la tectonique des plaques.

Finalement, des changements du champ magnétique terrestre peuvent produire certains effets négatifs. On estime, par exemple, que 10 000 ans avant une inversion, le champ magnétique s'affaiblit d'environ 60 à 80 %, puis inverse sa direction pendant 2 000 ans, et enfin se renforce dans la direction opposée pendant 10 000 ans. Dans un premier temps, les compas magnétiques deviendraient inutiles; ensuite, il faudrait de nouveaux compas! Plus sérieusement, certains scientifiques croient que les inversion du champ magnétique furent dans le passé responsables de la disparition de maintes expèces d'animaux : les particules chargées et les rayons cosmiques des régions éloignées de l'atmosphère auraient atteint en nombre beaucoup plus grand la surface terrestre en pénétrant dans le champ magnétique de faible intensité. Ce rayonnement accru aurait alors engendré une modification du climat et de

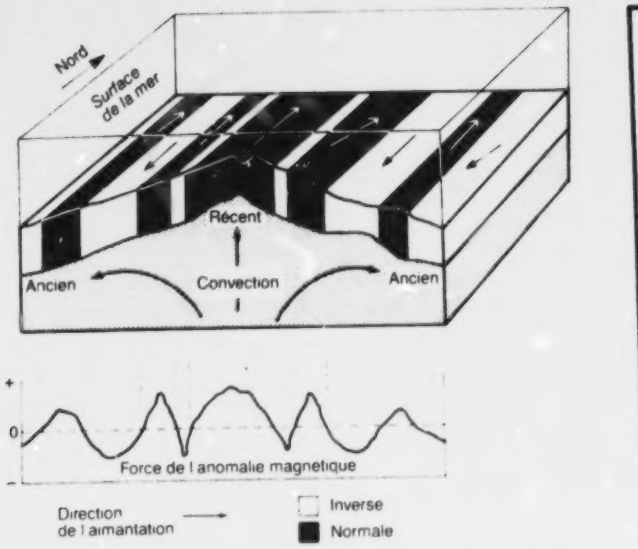


FIG. 1.9 Anomalie magnétique typique produite par les roches aimantées de la croûte océanique. Le champ magnétique ambiant est imprimé à jamais dans le magma en solidification qui s'éloigne de part et d'autre de la dorsale océanique; les rayures représentent les directions contraires du magnétisme, résultat de l'expansion du fond océanique et des inversions périodiques de polarité du champ magnétique terrestre.

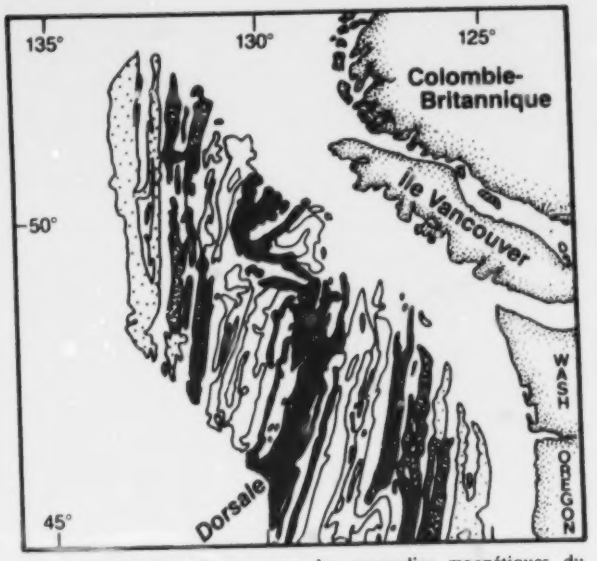


FIG. 1.10 Portion d'une carte des anomalies magnétiques du Pacifique Nord-Est. Les roches les plus jeunes se trouvent le long des rayures les plus foncées, dans une région d'expansion active du fond océanique; leur âge s'accroît avec l'éloignement de la dorsale. Les bandes pointillées ont environ de 8 à 10 millions d'années. (D'après Raff et Mason 1961)

dangereuses mutations génétiques qui, sur des milliers de générations, auraient rendu les animaux moins aptes à survivre. Bien qu'il existe bon nombre d'objections à cette théorie, les scientifiques auront l'occasion d'en vérifier la justesse dans l'avenir. Une période de 800 000 ans, beaucoup plus longue que toute autre semblable depuis 9 millions d'années, s'est écoulée sans inversion; celle-ci est décidément en retard!

Évolution de la côte

Les voies d'eau intérieures de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington occupent une fosse côtière relativement jeune à la surface de la Terre, connue sous le nom de dépression de Géorgie-Hécate (fig. 1.11). Elle se forma il y a environ 150 millions d'années lors d'une flexure générale de la croûte de long de la côte du Pacifique, qui se produisit après le début de la dernière ère de dérive continentale. La dépression s'étend sur environ 4 000 km, depuis l'Alaska jusqu'au golfe de Californie. Les forces nécessaires au flambement de la côte vinrent du sous-charriage du continent nord-américain par le fond de l'océan Pacifique. Le soulèvement et le plissement des terres adjacentes, qui créèrent le chaînon de l'île Vancouver et les monts Olympic à l'ouest, ainsi que les chaînes Côtière et des Cascades à l'est, se produisirent en même temps que la formation de la dépression de Géorgie. Depuis son origine, la dépression de Géorgie a subi plusieurs soulèvements et affaissements, ce qui a entraîné des reculs et des avancées de la mer dans cette région et des variations dans le type de couches sédimentaires sus-jacentes. Un de ces soulèvements, qui se produisit il y a entre 5 et 10 millions d'années, amena le retrait total de l'océan et la formation subséquente d'une vallée élargie à l'est de l'île Vancouver. Les processus de formation de montagnes cessèrent apparemment il y a environ 2 millions d'années, mais la subsidence, le décapage glaciaire, l'érosion et la sédimentation modifièrent ensuite la dépression de Géorgie, puisqu'elle n'a sa forme actuelle que depuis environ 1 million d'années. De plus, d'autres subsidences se sont produites pendant l'évolution de la côte, en particulier la dépression Juan de Fuca, orientée presque est-ouest, entre le chaînon Olympic et celui de l'île Vancouver.

De récentes recherches au large de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington ont révélé la présence de deux petites formations crustales — les plaques Juan de Fuca et Explorer — qui ont enrichi nos connaissances des mouvements de cette région. Confinées entre deux plaques crustales massives formées par le continent nord-américain et le bassin de l'océan Pacifique, ces deux petites plaques se meuvent de façon relativement indépendante. Comme l'indique schématiquement la figure 1.12, leur limite ouest correspond à une série de dorsales océaniques et de fractures sous-marines; les dorsales reflètent des points d'expansion du fond océanique, tandis que les fractures représentent des failles le long desquelles les côtés adjacents glissent l'un par rapport à l'autre. Le tireté marque la limite est des plaques Explorer et Juan de Fuca ainsi que l'endroit où celles-ci commencent, s'inclinent ou plongent sous le bord extérieur du continent. La figure 1.13 représente, en trois dimensions, l'expansion du fond océanique le long de cette section de la côte.

Les nombreux pics volcaniques de la chaîne des Cascades et de la zone volcanique Garibaldi semblent indiquer qu'une activité volcanique intense accompagna la subduction de la croûte océanique. Bien que les volcans de la Colombie-Britannique soient assoupis depuis 2 500 ans, l'éruption spectaculaire, le 18 mai 1980, du mont St. Helens, au nord-est de Portland (État d'Oregon), montra de façon éclatante que les forces tectoniques qui ont modelé la côte sont encore très actives. L'activité sismique qui a accompagné ce phénomène était intense. Depuis l'installation, au début de ce siècle, d'instruments d'enregistrement sismique en Colombie-Britannique, des centaines de tremblements de terre de faible à modérément forts se sont manifestés dans une zone qui s'étend le long de fractures au large. Une région secondaire d'épicentres existe également entre les îles Gulf et le sud du détroit de Puget. Parce que ces derniers séismes ont souvent leur origine à environ 60 km de la surface de la côte terrestre, comparativement à 30 km pour les séismes au large, on considère que le fond océanique est incliné de 20° sous le continent nord-américain.

Un tel sous-charriage n'est pas caractéristique de toute la côte. Il apparaît que la subduction du fond

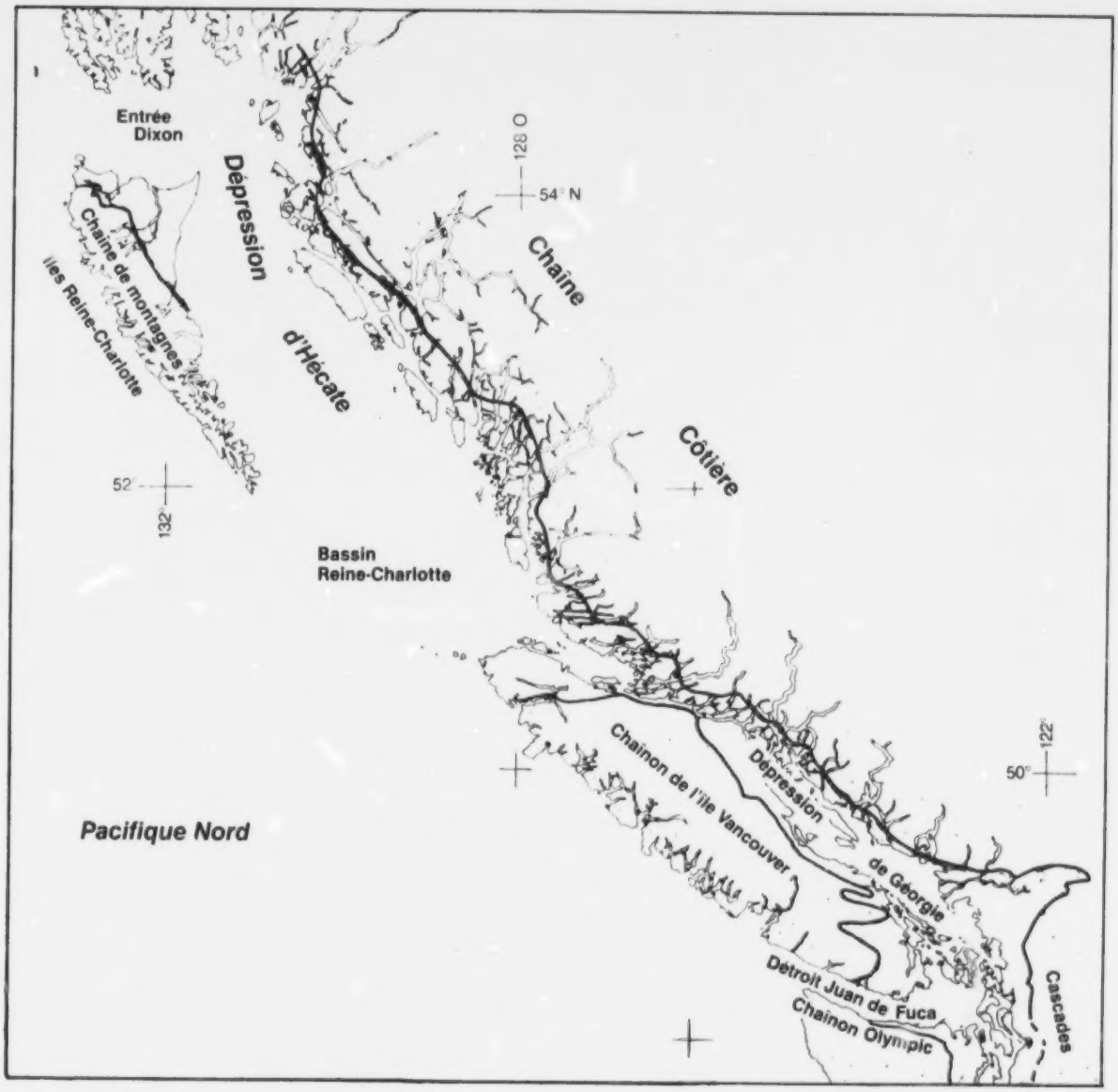


FIG. 1.11 Principales formations géographiques de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. (D'après Clauge et Bornhold 1980)

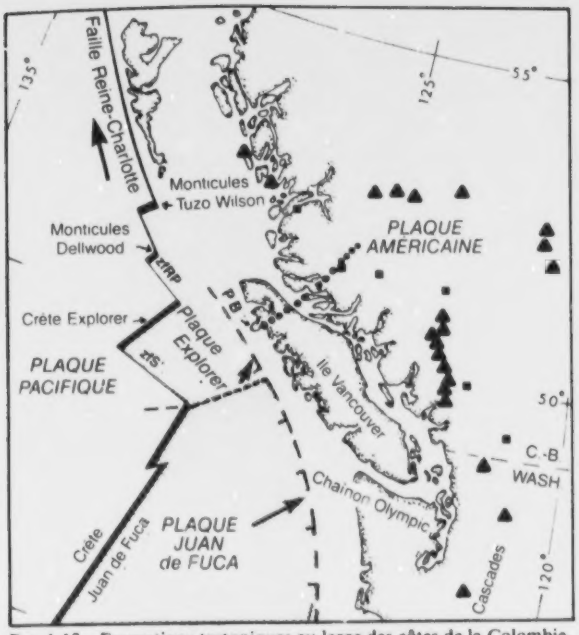


FIG. 1.12 Formations tectoniques au large des côtes de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. PB, péninsule Brooks; Sfz, zone de fracture Sovanco. Les lignes discontinues délimitent une bordure nord possible de la plaque de subduction Juan de Fuca. Les triangles donnent la position de volcans du Quaternaire (depuis 1 million d'années jusqu'à aujourd'hui), les carrés celle des centres volcaniques du Miocène (il y a entre 5 et 22,5 millions d'années environ). Les flèches illustrent les mouvements probables des plaques par rapport à la plaque américaine. (D'après Riddihough et Hyndman 1976)

océanique ne s'est pas produite récemment au nord de la péninsule Brooks sur la côte ouest de l'île Vancouver (fig. 1.12). La côte océanique semble plutôt se déplacer vers le nord, relativement à la croûte occidentale, le long de la faille de la Reine-Charlotte, qui traverse la fosse des Aléoutiennes dans le sud-est de l'Alaska. La subduction de la plaque Pacifique se produit également au sud de la péninsule de l'Alaska et de la chaîne des îles Aléoutiennes.

Des cartes des anomalies magnétiques au large de la côte de la Colombie-Britannique semblent indiquer que la plaque Juan de Fuca se mit à plonger sous la marge continentale de la Colombie-Britannique il y a plus de 50 millions d'années. Le bord antérieur de la plaque est donc maintenant à quelque 320 km en deçà de la marge continentale. Il y a entre 10 et 5 millions d'années, la plaque semble avoir dévié en direction du nord-est vers la côte à un rythme d'environ 5 cm par année (1,9 po par année); sa vitesse a ensuite décru, passant à environ 4 cm par année pendant les 5 derniers millions d'années. (Bien qu'il ne s'agisse pas ici d'une avancée à une vitesse excessive selon la plupart des critères, elle peut, sur des millions d'années, atteindre plusieurs centaines de kilomètres). L'activité volcanique réduite de cette région dans les temps récents refléterait la vitesse de subduction, plus lente, d'environ 3 cm par année; celle-ci se compare aux vitesses de subduction d'environ 5 à 10 cm par année des régions volcaniquement actives du Japon et des îles Aléoutiennes.

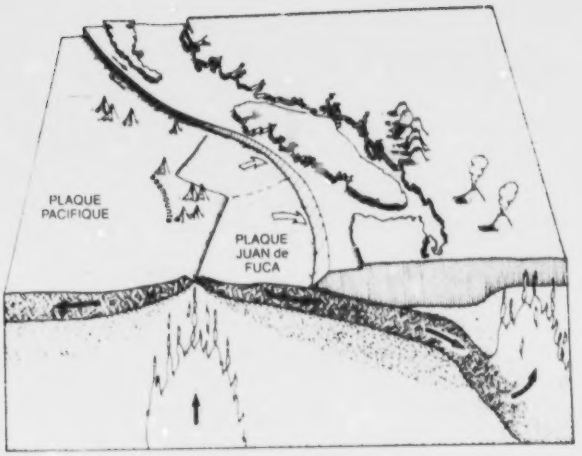


FIG. 1.13 Illustration des structures les plus importantes de la figure 1.12, dont les volcans sous-marins (monts sous-marins). (Avec l'autorisation de R. Riddihough et L. Carnes)

De toute évidence, la tectonique des plaques ainsi que les processus connexes ont influencé de façon considérable la structure et l'évolution de la côte ouest du Pacifique.

Glaciation

Pendant les quatre périodes glaciaires du dernier million d'années, la côte de la Colombie-Britannique a été fortement modifiée par les avancées et les reculs de systèmes glaciaires considérables. Les vallées et les inlets profonds et en forme de U ainsi que les dépôts de sédiments non consolidés dans cette région rappellent la puissance immense de ces glaciers qui se sont creusé un chemin de l'intérieur de la province jusqu'à la mer. La dernière calotte glaciaire, par exemple, aurait mesuré 1 200 m d'épaisseur et aurait été située à l'endroit du delta du fleuve Fraser. Lorsque cette calotte se retira, il y a environ 10 000 ans, la terre sous-jacente, libérée de ce poids, se souleva d'une hauteur allant jusqu'à 140 m à certains endroits du nord du détroit de Géorgie et jusqu'à 80 m près de Victoria. De plus, un soulèvement postglaciaire de 15 m, qui se produisit dans la vallée inférieure du Fraser, semble avoir détourné le fleuve Fraser de son cours précédent jusqu'à la baie Boundary à son présent cours jusqu'au détroit de Géorgie. Les îles Lulu et Sea sont donc des formations du delta relativement jeunes, créées par l'accumulation de dépôts fluviaux. Par ailleurs, la pointe Roberts semble avoir été une structure plus permanente de cette région et pourrait avoir été autrefois une île au large de l'embouchure du Fraser. Actuellement, l'extension du front du delta du Fraser varie selon l'endroit; la région de Sand Heads à l'extrémité de la jetée Steveston, par exemple, s'avance dans le détroit au rythme de 6 m par année, alors que des régions comme le banc Sturgeon semblent se modifier plus lentement (voir chapitre 10).

Au sud, les glaciers s'étendaient jusque dans la région de Seattle. La glace de la dernière période glaciaire se retira du détroit de Puget il y a environ 14 000 ans, et la côte présente aujourd'hui des falaises, atteignant 150 m de hauteur, qui renferment du till déposé pendant la dernière époque glaciaire.

En plus de supprimer l'élévation de la terre directement sous-jacente, les énormes glaciers continentaux emprisonnèrent de vastes quantités d'eau des océans. Des estimations faites à partir de divers types de données géologiques montrent que le niveau mondial de la mer était à plus de 140 m sous son niveau actuel au coeur d'une période galciaire il y a plus de 35 000 ans, et à environ 100 m sous son présent niveau au coeur de la dernière époque glaciaire il y a entre 15 000 et 20 000 ans. Cependant, la hauteur réelle du niveau de la mer par rapport à la côte, pour une région donnée pendant le maximum glaciaire dépend de l'importance de la subsidence de la croûte, qui fait monter le niveau de la mer, contrairement à l'enlèvement d'eau de mer, qui le fait baisser. Pendant la postglaciaction, le niveau local de la mer dépend de l'amplitude relative de la détente de la croûte, qui tend à faire baisser le niveau de la mer, et de la fonte des glaciers à l'échelle planétaire, qui tend à le faire monter (fig. 1.14). On appelle effet isostatique tout mouvement vertical de la croûte terrestre engendré par les changements dans le chargement de la croûte, alors que les changements du niveau mondial de la mer causés par des glaciers sont appelés effets eustatiques. Depuis la dernière glaciation, les effets isostatiques l'ont généralement emporté sur les effets eustatiques à l'intérieur des côtes de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, et le niveau de la mer s'est abaissé, alors que le contraire s'est produit sur les côtes extérieures de l'île Vancouver et des îles Reine-Charlotte. Cependant, depuis quelques milliers d'années, les tendances se sont inversées le long de la majeure partie de la côte : le niveau mondial de la mer monte et le soulèvement local cesse. Une fonte importante de la glace finirait par rehausser le niveau actuel de la mer d'environ 60 m et entraînerait la réinstallation lente mais continuelle d'une grande partie de la population mondiale. La limite côtière de la dépression de Géorgie se déplacerait de nombreux kilomètres à l'intérieur des terres, et des villes comme Victoria, Vancouver et Seattle disparaîtraient de leur emplacement actuel. Par ailleurs, le contraire se produirait si, comme certains scientifiques le pensent, nous approchons d'une autre époque glaciaire.

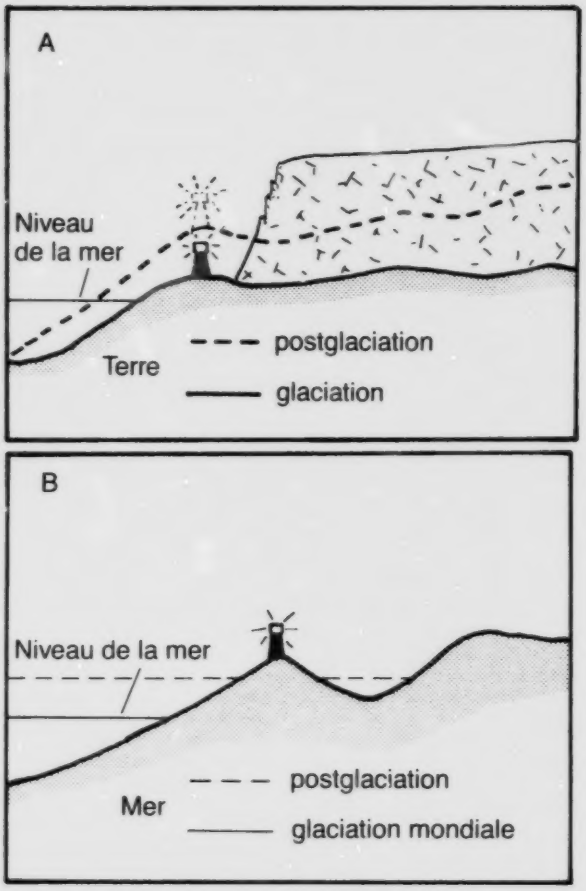


FIG. 1.14 (A) Changements isostatiques du niveau de la mer. À mesure que la terre s'enfonce sous le poids de la calotte galaciaire continentale, le niveau moyen de la mer s'élève. Le retrait de la glace permet à la terre de se relever et entraîne l'abaissement du niveau moyen de la mer. (B) Changements eustatiques du niveau de la mer. La glaciation mondiale emprisonne l'eau des océans, abaissant ainsi le niveau moyen de la mer. La fonte entraîne une hausse du niveau moyen de la mer.

Premières explorations

Les êtres humains sont des nouveaux venus à l'échelle chronologique de l'évolution. Les anthropologues affirment que les véritables hommes et femmes sont apparus tout d'abord dans les savanes ouvertes du sud-est de l'Afrique, il y a entre 1 et 2 millions d'années. À partir de là, les migrations se firent jusqu'aux confins de la Terre. Il y a plus de 20 000 ans, les ancêtres des Inuits et des Indiens modernes commencèrent à se déplacer vers l'est sur un ancien pont continental qui reliait l'Asie aux Amériques, pont accentué par une baisse de 100 m du niveau de la mer au coeur de la dernière période glaciaire. Au moment où l'homme blanc arriva, les tribus côtières de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington avaient atteint un haut degré de civilisation, sans être pour autant entièrement pacifiques. Ils naviguaient sur la mer et les eaux intérieures. Des groupes ethniques, tels les Salish, les Nootka, les Bella Coola, les Kwakiutl et les Haïda de la Côte, étaient en fait devenus, dès le début, dépendants de la mer. Les Haïda des îles Reine-Charlotte étaient des marins particulièrement habiles, qui faisaient régulièrement des incursions, généralement mal reçues, dans les détroits de Géorgie et de Puget.

Après les conquêtes sans pitié des civilisations aztèque et inca de l'Amérique du Centre et du Sud au début du XVI[e] siècle, les autorités espagnoles de Mexico commencèrent à s'intéresser aux terres plus au nord. En

1592, un pilote grec de la marine espagnole, Apostolos Valerianos de Céphalonie, mieux connu sous le nom de Juan de Fuca, partit pour le nord en voyage d'exploration et aurait été le premier Européen à pénétrer dans le détroit qui porte son nom. Il est possible que Juan de Fuca fût également le premier à pénétrer dans le détroit de Géorgie, car son journal de bord fait mention de plusieurs îles et d'une vaste mer intérieure qu'il remarqua après avoir navigué pendant 20 jours le long du détroit Juan de Fuca. Qu'il existât un passage intérieur dans cette région semblait cependant trop bizarre pour ses contemporains; cette découverte fut ensuite rejetée. C'est seulement environ 200 ans plus tard, en juillet 1787, que l'entrée du détroit fut redécouverte par le capitaine Charles Barkley, qui commandait un bateau britannique battant pavillon autrichien (il voulait ainsi éviter de payer un permis de la Compagnie des Indes orientales). (Le capitaine James Cook, qui, neuf ans plus tôt, avait été immobilisé au large de la côte sud par mauvais temps, niait également l'existence du détroit Juan de Fuca.) La redécouverte de Barkley fut vérifiée en 1788 par le capitaine John Meares, du British Merchant Service. Ce qu'il écrivit dans son journal de bord — « ... nous appellerons (le détroit) du nom de son premier découvreur, Juan de Fuca ... » (Walbran 1971) — aida à l'établissement du nom que nous utilisons aujourd'hui. Il est intéressant d'imaginer quel aurait été le cours de l'histoire si les Espagnols avaient donné suite rapidement au voyage de Juan de Fuca.

Pendant la dernière moitié du XVIII[e] siècle, des informations touchant la côte extérieure de la Colombie-Britannique avaient été obtenues par les Espagnols Juan Perez, Heceta et Quadra. De plus, pendant son dernier voyage d'exploration sur la côte en 1778, Cook débarqua à Nootka, où il fit le commerce des fourrures de loutre de mer. Les commerçants arrivèrent par terre et par mer peu de temps après cette entreprise profitable. C'est seulement en 1791 environ que le détroit de Géorgie fut officiellement découvert par le lieutenant Eliza, de la marine espagnole, qui l'appela le « Gran Canal de Nuestra Señora del Rosario la Marinera ». Sans nul doute ignorant du voyage d'Eliza, le capitaine George Vancouver pénétra dans le détroit l'année suivante et l'appela le « golfe de Géorgie » en l'honneur du roi George III d'Angleterre, le monarque auquel on impute la perte des colonies américaines. Le terme « golfe » est encore utilisé incorrectement, bien qu'il fût reconnu officiellement comme un détroit par un hydrographe de la marine britannique, le capitaine Richards, en 1865.

Vancouver, qui avait été aspirant lors du voyage précédent de Cook vers la côte, à bord du *Resolution*, cartographia la plus grande partie de la côte depuis la Californie jusqu'à l'Alaska, du 7 mai 1792 au 19 août 1794 (fig. 1.15). Cela faisait partie de son mandat, axé sur « L'acquisition d'informations précises sur la nature et l'étendue de toute voie navigable qui pourrait ... faciliter les relations de commerce entre la côte nord-ouest et le pays situé de l'autre côté du continent » (Walbran 1971). De plus, Vancouver devait négocier avec Quadra, à Nootka, le partage paisible des terres réclamées par les Anglais et les Espagnols dans ce coin du Nouveau Monde. Malgré les hostilités entre ces deux nations, leurs marins coopérèrent souvent à l'élaboration de levés cartographiques de la côte. Lorsque Vancouver et Broughton, les commandants des HMS *Discovery* et *Chatham*, retournèrent au détroit de Géorgie en 1792 après être partis du détroit de Puget, ils rencontrèrent les vaisseaux espagnols *Sutil* et *Mexicana*, commandés par Galiano et Valdes, au large du banc Spanish près de Vancouver. Les quatre petits navires voguèrent ensuite vers le nord et, pendant 3 sem, s'échangèrent des informations qui furent intégrées plus tard dans la première carte du sud de la côte de la Colombie-Britannique. Les commandants Valdes et Galiano n'étaient qu'à quelques jours de navigation derrière Vancouver lorsque celui-ci accomplit le passage le long de la côte est de l'île Vancouver. Valdes donna au détroit de Johnstone le nom de canal de Descubierta (détroit de la Découverte) en l'honneur du bateau de Vancouver.

Après le départ de Vancouver, le gouvernement abandonna la cartographie hydrographique de la côte; conséquemment, la plupart des levés du début des années 1800 furent effectuées par des compagnies de traite, telle la Compagnie de la Baie d'Hudson. En 1846, l'Amirauté britannique commença à effectuer des levés des ports Esquimalt et Victoria. À peu près à cette époque, le détroit Juan de Fuca fut également cartographié et les sondages constituèrent l'une des premières cartes de la côte publiées par l'Amirauté. Le besoin de connaissances hydrographiques plus approfondies ne tarda pas à se manifester pendant le conflit frontalier qui opposa la Colombie-Britannique et l'État de Washington. Selon le Traité de l'Oregon de 1846 « La frontière ... se poursuit vers l'ouest le long du 49[e] parallèle de latitude nord jusqu'au milieu du canal qui sépare le continent et l'île Vancouver, puis traverse le milieu dudit canal et du détroit Fuca jusqu'à l'océan Pacifique » (Sandilands 1971-1972). Mais quel canal? Les Britanniques affirmaient que le détroit de Rosario était le canal principal, tandis que les Américains disaient que c'était plutôt le détroit d'Haro. Un Allemand « impartial », le kaiser Guillaume 1[er], fut appelé à trancher la question et donna raison aux États-Unis; mais sa décision pourrait avoir été motivée plus par des facteurs politiques que par les faits.

Les premiers feux canadiens de la côte ouest furent installés aux rochers Race et à l'île Fisgard (port de Victoria) en 1860, afin de compléter les feux établis plus tôt par le gouvernement des États-Unis sur le cap Flattery et à New Dungeness. Un système de balisage fut installé sur le cours inférieur du fleuve Fraser en 1859, et un bateau-feu, à l'entrée du fleuve en 1866. Les premières mesures des courants de marée furent effectuées à partir du HMS *Nymphe* dans le goulet Seymour pendant l'été de 1895.

La cartographie faite par Vancouver le long de la côte est de l'île Vancouver fut reprise entre 1898 et 1905 à partir du HMS *Egeria*, aviso à vapeur qui avait la particularité d'être l'un des derniers vaisseaux hydrographiques de la marine royale britannique à être

FIG. 1.15 Copie de la carte originale de la côte ouest de l'Amérique du Nord dressée par le capitaine George Vancouver entre 1792 et 1794. Certaines informations de cette carte provenaient de navigateurs espagnols et russes. Les routes des vaisseaux et la plupart des noms de lieux ont été retirés de cette reproduction à cause de leur illisibilité. (Avec l'autorisation du Service hydrographique du Canada, Région du Pacifique)

stationné sur la côte. En Colombie-Britannique, des lieux portent le nom de ses officiers commandants — Smyth, Simpson et Parry — de même que celui d'anciens hydrographes comme Pender, Richards et Prévost.

En 1890, le vapeur *Parthia* du CPR Canada-Orient, heurta un banc dans le port de Vancouver, ce qui entraîna la première étude canadienne des eaux salées, sous la direction de l'hydrographe canadien, William J. Stewart, et aboutit à l'élaboration de la carte de l'Amirauté de l'inlet Burrard de 1893. La première carte vraiment canadienne représente le port de Prince Rupert, alors le terminus de la Compagnie de chemin de fer Pacifique Grand-Tronc, qui aida à relier le Canada à l'Extrême-Orient.

Parce que des sondages seuls ne suffisent pas à établir les niveaux des eaux de marées, des stations d'enregistrement des marées furent établies dans les années 1890, et les premières tables des marées pour la côte sud-ouest parurent en 1901. L'analyse et la prévision des marées à partir de ces tables furent effectuées au Liverpool Tidal Institute en Angleterre jusque dans les années 1950, et sont faites depuis par le Service hydrographique du Canada à Ottawa. Des prévisions des mers étales pour les passages les plus dangereux furent publiés dans les *Pacific Tide Tables* en 1908. De nos jours, des prévisions journalières des hauteurs de marée sont publiées pour 14 stations de référence le long de la côte de la Colombie-Britannique, et les prévisions des courants sont effectuées pour 15 lieux précis et devraient s'étendre à plus d'endroits à mesure que les études seront terminées.

Les hydrographes modernes effectuent des sondages à l'aide de techniques et d'instruments très perfectionnés. Ils font également des prévisions des courants de marée pour toutes les eaux côtières ainsi que des études sur la pollution, les marées en haute mer, les marées et les courants de l'océan Arctique et coopèrent également avec les océanographes dans divers projets de recherche. Depuis le début des années 1970, la plupart des cartes de la Colombie-Britannique ont été imprimées sur la côte ouest plutôt qu'à Ottawa. La conversion des cartes aux unités métriques devrait être terminée dans les années 1990.

Sciences de la mer

Les recherches océanographiques de la côte de la Colombie-Britannique commencèrent vers 1908 avec l'établissement, près de la baie Departure à proximité de Nanaïmo, de la Station de biologie marine de l'Office de recherches sur les pêcheries. Les premières études s'intéressaient pour la plupart aux poissons, en particulier au saumon, bien que le besoin de mesurer les propriétés de l'eau devînt vite apparent. En 1932 fut établi un programme dans le cadre duquel des gardiens de phares prirent des mesures de température et de salinité des eaux environnantes. Connues sous le nom de *Lighthouse Data Series,* ces mesures se sont avérées utiles pour les halieutistes, dont la lourde tâche consiste à déterminer la nature des populations de poissons qui vivent dans l'environnement côtier.

FIG 1.16 Navires de recherches de l'Institut des sciences de la mer de la baie Patricia (Colombie-Britannique.) (A) Canadian Scientific Ship (CSS) *Parizeau* : jaugeage 1 929 t, longueur 64,3 m; (B) CSS *Vector* : jaugeage 505 t, longueur 39,6 m; (C) submersible *Pisces IV* : longueur 6,1 m. profondeur maximale 1 800 m. (Photo du submersible par C. MacKay; photographies des bateaux par l'auteur)

Dans les années 1930, des voyages d'océanographie et d'hydrographie furent effectués afin d'étudier les processus physiques et biologiques dans les détroits de Géorgie et Juan de Fuca ainsi qu'au large de la côte. Après la Deuxième Guerre mondiale, époque où la recherche océanique était liée à la guerre anti-sous-marine, le Groupe d'océanographie du Pacifique fut établi à Nanaïmo et s'engagea dans les premières recherches en océanographie physique de la côte de la Colombie-Britannique. Deux ans plus tard, en 1948, le Laboratoire naval du Pacifique fut créé. Connu maintenant sous le nom de Centre de recherches pour la défense du Pacifique, ce groupe continue d'étudier l'acoustique et la turbulence de l'océan. Les premières mesures de turbulence dans le goulet Seymour sont, encore aujourd'hui, fréquemment citées dans la littérature scientifique.

L'Institut d'océanographie de l'Université de la Colombie-Britannique fut fondé en 1949, puis réorganisé en Département d'océanographie en 1979. Sous la direction des professeurs, des études physiques, chimiques, géologiques et biologiques ont été menées dans la plupart des inlets et des voies d'eau intérieures du sud-ouest de la province. De plus, l'Institut est reconnu mondialement pour ses études de la génération des vagues, de la turbulence et des processus physiques à l'interface air-mer. De nombreux océanographes canadiens sont aujourd'hui des diplômés de l'Institut.

Durant les dernières décennies, de nombreux autres centres d'océanographie publics et privés ont été fondés sur la côte ouest, entre autres l'importante et prestigieuse École d'océanographie de l'Université de l'État de Washington à Seattle, et l'Institut des sciences de la mer de la baie Patricia (Colombie-Britannique), où un large éventail de recherches océanographiques sont effectuées, depuis les mers polaires jusqu'aux océans équatoriaux, par des bateaux, des aéronefs, des satellites et des submersibles (fig. 1.16). Une liste partielle d'autres instituts de recherches financées par des fonds publics est donnée à l'annexe B; des cabinets de consultants et d'ingénieurs qui se spécialisent en recherche océanographique sont inscrits dans les annuaires téléphoniques locaux.

Chapitre 2. La côte actuelle

Topographie des fonds marins

Le Pacifique est le plus grand océan du monde. Avec une superficie à peu près équivalente à celle des océans Indien et Atlantique réunis, il contient près de la moitié de l'eau de la Terre dans un bassin dont la profondeur moyenne est la plus importante (3 940 m, 12 925 pi). C'est dans l'océan Pacifique que se trouvent les régions les plus basses du monde; les profondeurs excèdent 11 000 m dans de nombreuses fosses le long des côtes ouest. Dans la région de la station météorologique océanique « P » (fig. 2.1), située à 1 500 km à l'ouest de l'île Vancouver, le fond du bassin du Pacifique est relativement horizontal et peu accidenté et atteint des profondeurs d'environ 4 200 m. Une telle topographie est typique des plaines abyssales qui s'étendent sur une grande zone au sud de cette région. Au nord et à l'ouest, d'autre part, le fond est plus irrégulier.

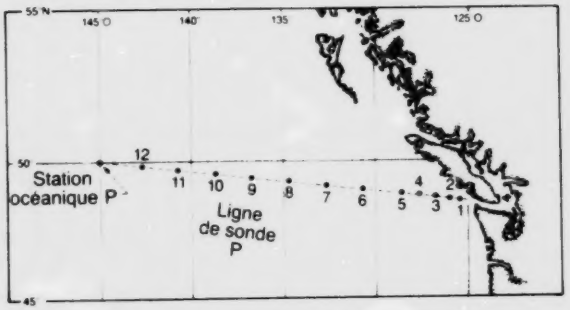


FIG. 2.1 Emplacements des stations de la ligne de sonde P.

La première moitié de la ligne de sonde de la figure 2.2 illustre une diminution graduelle de la profondeur de 380 m sur une distance de 650 km, à l'est de la station météorologique; cette région à faible pente est pourtant l'une des plus accidentées à cause de la présence de nombreux volcans sous-marins. Certains pics montagneux sous-marins, qui se dressent à des milliers de mètres au-dessus du fond et atteignent la couche superficielle ensoleillée du Pacifique Nord-Est, sont devenus l'habitat de diverses et abondantes variétés de poissons.

Environ à mi-chemin de la côte, la profondeur décroît plus rapidement, presque par paliers. Dans cette section du bassin océanique, le fond se caractérise par de larges dorsales sous-marines, avec des pics et des vallées qui rappellent ceux des géosynclinaux sur les continents. Comme le mentionne le chapitre précédent, ces dorsales sont associées à des régions d'expansion active du fond océanique au large de la côte de la Colombie-Britannique. Près de l'entrée du détroit Juan de Fuca, la ligne de sonde croise de nouveau une région océanique relativement plate (le cône Nitinat), puis rencontre le bord extérieur de la marge continentale. Les pentes plus faibles au-delà de la marge continentale forment le glacis continental, épais manteau d'alluvions qui aurait été déposé par des eaux riches en sédiments, appelées courants de turbidité, qui s'écoulaient sur le fond marin à partir du talus continental adjacent.

Les talus continentaux, couverts de limon et de sable d'origine terrestre, sont des régions océaniques en pente relativement forte qui délimitent de façon approximative l'étendue des continents du côté de la mer. Au large de la côte de la Colombie-Britannique, le bord extérieur du talus continental correspond presque parfaitement à la courbe de niveau de 1 800 m (1 000 brasses), dont la distance jusqu'à la terre ferme varie d'environ 90 km dans le cas de la côte sud-est de l'île Vancouver à moins de 45 km dans le cas de l'extrémité nord de l'île. La pente présente un terrain très accidenté fait de bosses, de monticules et de canyons à flancs raides (fig. 2.2).

Aux alentours de la courbe de niveau de 180 m (100 brasses), la ligne de sonde croise la région peu profonde et faiblement ascendante de la plate-forme continentale. Les plates-formes continentales sont des portions de la côte essentiellement submergées qui couvrent environ 5 % de la surface terrestre et sont, de loin, les zones de pêche les plus productives du monde. On croit qu'une grande partie de l'approvisionnement futur en pétrole et en gaz naturel repose sous les couches de sédiments qui recouvrent les plates-formes; toutefois, des forages d'exploration, effectués par Shell Canada Ltée. en 1967–1969 au large de la côte sud-ouest de la Colombie-Britannique, n'ont pas révélé la présence d'hydrocarbures en quantité suffisante, malgré des structures géologiques favorables. En Amérique du Nord, la plate-forme continentale du Pacifique est étroite par rapport à son équivalent de l'Atlantique. À l'exception des bassins peu profonds du détroit d'Hécate et du bassin Reine-Charlotte, la plate-forme au large de la Colombie-Britannique atteint rarement 95 km et fait en général moins de 45 km, alors qu'au large de la Nouvelle-Écosse, elle s'étend presque partout sur plus de 185 km. Le long de la côte ouest des îles Reine-Charlotte, la plate-forme est presque inexistante, alors que l'océan plonge à plus de 2 500 m sur moins de 35 km. Bien que la plate-forme apparaisse comme un banc à peu près sans relief sur l'enregistrement de sonde présente à la figure 2.2, d'autres sections de la plate-forme le long de la côte sont beaucoup plus accidentées et rappellent mieux la topographie du continent adjacent. D'autres routes de sonde montreraient évidemment des structures spécifiques différentes, mais la nature générale du fond est typique des bassins océaniques à travers le monde.

En deçà de la plate-forme continentale, la côte de la Colombie-Britannique se transforme en une série complexe de baies, d'inlets, de détroits, de passages et de goulets. En comptant les îles, la côte s'étend sur presque

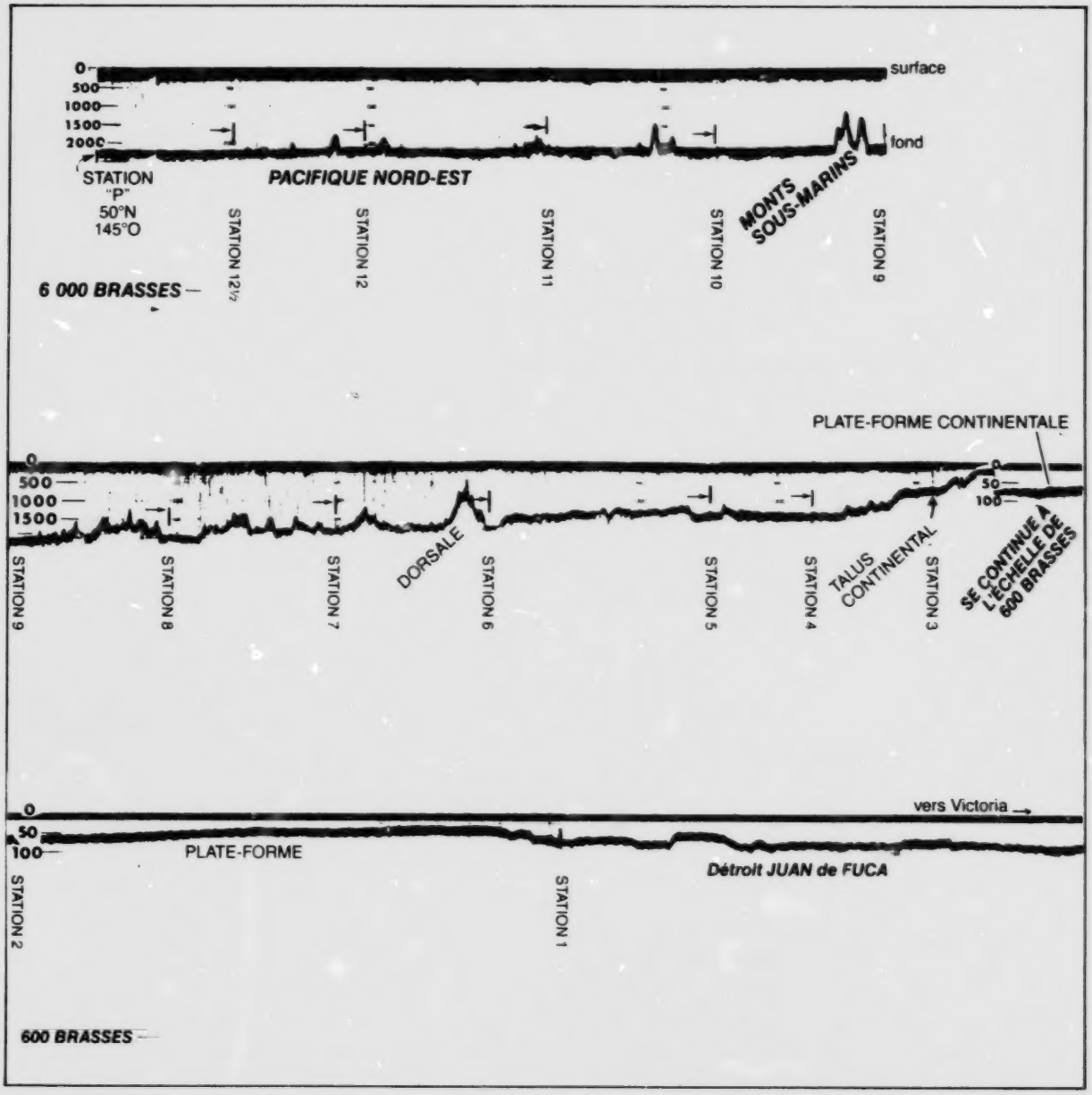


FIG. 2.2 Profil bathymétrique, le long de la ligne P, de la station météorologique océanique P au détroit Juan de Fuca. Les profondeurs sont en brasses. L'échelle verticale de l'écho-sondeur est 10 fois plus importante sur la plate-forme continentale : de 6 000 à 600 brasses en vraie grandeur; de même, l'échelle horizontale est modifiée. (Avec l'autorisation du navire météorologique canadien CCGS *Quadra*)

27 300 km, depuis la frontière de l'État de Washington jusqu'à l'appendice sud-est de l'Alaska. La chaîne Côtière, dont le plus haut sommet est le mont Waddington (3 994 m) près de la tête de l'inlet Bute, domine ce réseau de voies d'eau. De nombreux cours d'eau se jettent dans ce système océanique en passant par des vallées glaciaires; des cours d'eau plus imposants, tels les rivières Skeena et Nass et le fleuve Fraser, ainsi que leurs tributaires constituent un lien essentiel dans le cycle biologique du saumon du Pacifique. De plus, ces cours d'eau influent fortement sur la structure et la circulation des eaux côtières. Le Fraser, en particulier, agit sur les courants de tout le passage intérieur à partir de l'entrée du détroit Juan de Fuca jusqu'à l'entrée du détroit de la Reine-Charlotte, et pourrait également avoir un effet sur les variations physiques des eaux de surface de la côte extérieure de l'île Vancouver. Les profondeurs de l'eau dans ce domaine côtier protégé varient considérablement sur de courtes distances. Dans les bassins relativement étendus des détroits de Géorgie, de Puget et Juan de Fuca, les profondeurs sont généralement inférieures à 400 m, alors

que dans certaines régions intérieures, tels les inlets Bute et Jervis, elles peuvent atteindre plus de 650 m.

Monts sous-marins

Les monts sous-marins sont des pics volcaniques qui s'élèvent à plus de 1 000 m au-dessus du fond adjacent. D'après des estimations faites à partir de sondages par écho, il pourrait en exister 14 000 dans le seul bassin du Pacifique; la plupart d'entre eux sont groupés ou s'égrènent à la façon des volcans continentaux le long du Cercle de feu du Pacifique. Certains des plus petits monts ont une pente moyenne de 55°, mais les plus gros présentent rarement une pente supérieure à 15°. Leur taille peut varier de bosses coniques relativement petites sur le fond (fig. 2.2) à des montagnes massives, tel le mont sous-marin Great Meteor, à 1 500 km au large de la côte nord-est de l'Afrique. Découverte en 1937 par le navire de recherches allemand *Meteor*, cette formation imposante mesure 110 km de diamètre à la base et s'élève abruptement de 4 200 m jusqu'à 269 m de la surface de l'océan Atlantique. Son sommet plat est de dimensions imposantes, soit 1 450 km²(560 mi²).

Les îles océaniques, comme celles d'Hawaii, sont des monts sous-marins dont le sommet a affleuré. La grande majorité des 5 000 monts des océans mondiaux se trouvent dans le Pacifique entre les Philippines et l'île de Pâques.

Les monts sous-marins sont liés à l'apparition d'autres formations océaniques. Les atolls, par exemple, sont des îles annulaires des mers tropicales produites par des récifs coralliens construits sur le cône extérieur immergé d'un volcan éteint. Comme l'a expliqué Charles Darwin en 1842, les récifs ont survécu en continuant à croître à mesure que l'île océanique originale s'enfonçait sous la surface de la mer. Les guyots sont des monts sous-marins à sommet plat qui se trouvent généralement à des profondeurs supérieures à 200 m. Ils semblent s'être formés par la subsidence d'un atoll ou d'une île océanique dont la topographie de surface a été nivelée sous l'effet des vagues. Plus de 200 guyots existent dans les océans du monde; leurs sommets sont souvent à plus de 2 000 m de profondeur.

Érosion par les vagues

La plupart des monts sous-marins étudiés jusqu'à maintenant présentent des signes évidents d'érosion ancienne par les vagues. Des terrasses de plage (plages reliques) à des profondeurs diverses marquent les hauteurs qu'un pic volcanique particulier a atteintes autrefois au-dessus du niveau de la mer. Certaines formations dégradées par les vagues peuvent être attribuées à l'abaissement du niveau de la mer d'environ 100 m pendant la dernière glaciation. Cependant, cette explication ne justifie pas les sommets érodés de certains guyots plus profonds ni les terrasses plus profondes taillées par les vagues. Selon une autre théorie, de nombreux monts sous-marins ont été formés le long de dorsales relativement peu profondes dans des régions de renouvellement où ils ont été soumis à l'action des vagues et ont ensuite été entraînés dans les eaux plus profondes par les mouvements de la croûte terrestre. Cette théorie cadre également avec le fait que les monts sous-marins ont moins de 60 millions d'années et que les plus anciens se trouvent dans des eaux plus profondes. Finalement, le rétablissement de l'isostasie sous la masse volcanique pourrait expliquer, au moins en partie, la subsidence. Dans ce cas, une intrusion volcanique nouvellement formée se place lentement jusqu'à ce que son poids soit équilibré par la poussée du magma sous-jacent, processus semblable à celui qui met en jeu tout objet flottant sur un liquide très visqueux, lorsqu'il est soulevé au-dessus de son niveau d'équilibre, puis relâché.

Monts sous-marins côtiers

Les monts Cobb, Bowie et Union comptent parmi les volcans sous-marins les plus remarquables au large de la côte de la Colombie-Britannique et font partie d'un groupe d'une centaine de monts et guyots importants qui s'étend du golfe d'Alaska à la côte de l'Oregon (fig. 2.3). Les aiguilles des monts sous-marins Cobb et Bowie sont uniques en ce qu'ils sont accessibles aux plongeurs autonomes. On a récemment envisagé d'utiliser ces sites pour étudier la circulation océanique, les marées pélagiques, les vents océaniques et la faune et la flore marines, ainsi que comme terrains d'essai des produits de la technologie océanique, tels les habitats sous-marins habités.

Le mont sous-marin Cobb, situé à environ 500 km au sud-ouest de l'entrée du détroit Juan de Fuca, est une montagne en terrasses dont la base mesure 32 km de largeur et qui s'élève à environ 2 750 m au-dessus du fond avec une pente moyenne de 12°. Découverte au mois d'août 1959 par *l'U.S. Fish and Wildlife Service*, elle est surmontée d'une tour centrale de 47,6 m qui s'élance jusqu'à 34 m de la surface de la mer (fig. 2.4). La tour forme une plate-forme ovale de 10,5 ha et semble être le neck d'un ancien volcan, submergé pour l'ultime fois par la mer montante à la fin de la dernière époque glaciaire, il y environ 10 000 ans. Des terrasses de plage à 83, 146, 183 et 195 m montrent que le mont s'élevait autrefois bien au-dessus du niveau de la mer; elles furent probablement formées pendant des périodes d'équilibre précédant la submergence associée à l'expansion du

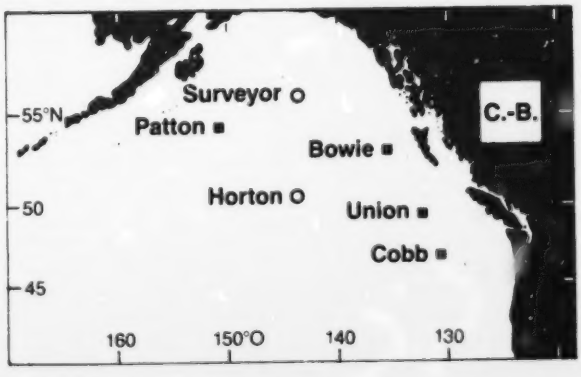


FIG. 2.3 Monts sous-marins (carrés) et guyots (cercles) importants du Pacifique Nord-Est. Le pointillé marque la limite nord de la province des monts sous-marins du Pacifique Nord-Est.

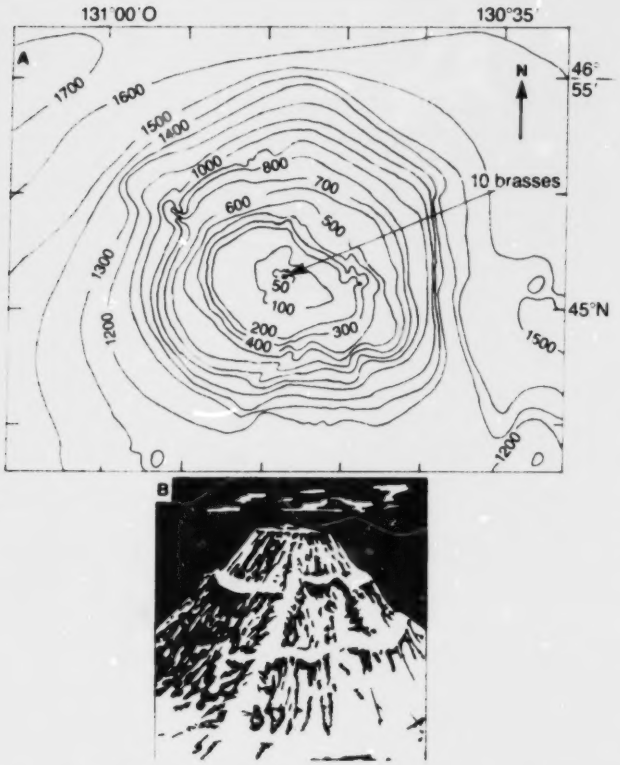


FIG. 2.4 (A) Bathymétrie du mont sous-marin Cobb (en brasses). (B) Dessin, effectué à partir de sondages par grande profondeur, qui montre les terrasses de plage relique. (Tiré de Budinger 1967)

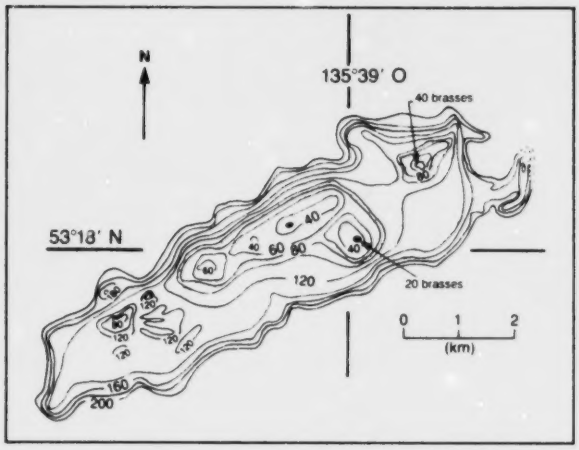


FIG. 2.5 Bathymétrie du mont sous-marin Bowie au-dessus de la courbe de niveau de 200 brasses. La surface pointillée représente les régions d'une profondeur inférieure à 100 brasses. (Tiré de Scringer et Halliday 1971)

fond océanique et à la subsidence régionale ou locale. Des échantillons de fond prélevés sur les terrasses à 83 et 183 m renfermaient des cailloux et des galets bien arrrondis ainsi que d'abondantes coquilles de moules intertidales rencontrées habituellement près de rivages. La terrasse la plus profonde semble également avoir été formée par l'action des vagues et indique que le mont était, il y a quelque 27 millions d'années, une île qui s'élevait au moins à 195 m au-dessus du niveau de la mer.

En mai 1976, une étude du mont sous-marin Cobb, effectuée par des chercheurs du Service hydrographique du Canada à bord du submersible *Pisces IV,* révéla les caractéristiques suivantes : la présence, sur l'aiguille, d'une grande quantité d'herbes perceptiblement agitées par la houle; des falaises abruptes au pied desquelles des plages constituées de menues coquilles s'étendent sur une largeur de 3 à 20 m et présentent de nombreuses rides produites par les courants (pl. 1); une visibilité de 40 à 50 m à une profondeur de 200 m; et une grande quantité de vivaneaux et de perches de mer.

Le mont sous-marin Bowie, qui est situé à environ 220 km à l'ouest des îles Reine-Charlotte et dont la base est à une profondeur de plus de 3 000 m, s'élève jusqu'à 35 m de la surface. Comme pour le mont sous-marin Cobb, une faune abondante vit dans les eaux claires et ensoleillées sus-jacentes aux trois aiguilles peu profondes qui se dressent au-dessus du pic montagneux (fig. 2.5). En tout, ces aiguilles couvrent 4 ha et sont des lieux de rassemblement de nombreux sébastes, vivaneaux et perches de mer. Des observations effectuées à partir du submersible *Pisces IV,* quelques jours avant celles du mont Cobb, ont montré une formation aux flancs lisses, constituée de matériaux sableux noirs et recouverte d'une végétation relativement pauvre. La visibilité à 200 m de profondeur était d'environ 50 m. Une terrasse à 238 m sur le mont Bowie, qui rappelle celle à 183 m sur le mont Cobb, est un témoignage de l'érosion par les vagues qui s'exerça pendant une période où le niveau de la mer était plus bas. La différence de 55 m entre ces deux terrasses est probablement liée aux différents degrés de subsidence de l'époque géologique récente.

Le mont sous-marin Union, situé à environ 108 m à l'ouest de la pointe Estevan sur l'île Vancouver, arrive au troisième rang des pics peu profonds au large de la côte de la Colombie-Britannique. Il s'agit d'une montagne volcanique presque conique (fig. 2.6) qui s'élève jusqu'à 293 m de la surface de la mer et dont la base est à 3 300 m. Des sommets secondaires sont situés à 402 m et à 512 m. L'absence de terrasses sur les flancs de ce mont indique qu'il ne s'est jamais assez élevé au-dessus du niveau de la mer pour être exposé à l'action des vagues. Un petit cratère, d'un diamètre de 148 m et d'un relief de 18 à 27 m, situé sur son flanc, semble être son seul trait distinctif. Bien qu'assez peu profond, le mont sous-marin Union n'a pas encore été exploré en submersible.

Inlets, estuaires et seuils

Les inlets sont peut-être les caractéristiques océanographiques les plus distinctives de la côte de la Colombie-Britannique. Bien que ce terme s'applique à tout petit bras de mer qui entaille la côte, bon nombre des 79 inlets de la province sont de longs chenaux étroits bordés de montagnes abruptes qui rappellent les fjords

norvégiens. Dominé par des pics enneigés qui atteignent 3 300 m, l'inlet Knight est en général tenu pour le fjord le plus spectaculaire du secteur sud-ouest de la province, bien que d'autres fjords continentaux, tels les inlets Bute et Jervis, s'en approchent par leur âpre beauté naturelle. Les inlets de l'île Vancouver sont moins spectaculaires et moins vastes que ceux du continent et, à l'exception de l'inlet Saanich près de Victoria, sont situés exclusivement sur la côte ouest de l'île. Des vestiges des importants glaciers continentaux qui se frayèrent autrefois un chemin vers la mer et créèrent les vallées ennoyées aujourd'hui occupées par les inlets forment maintenant les champs de glace à la tête des inlets Knight et Bute. (Des glaciers se terminent toujours dans de nombreux inlets de l'Alaska, où ils se fragmentent en icebergs.)

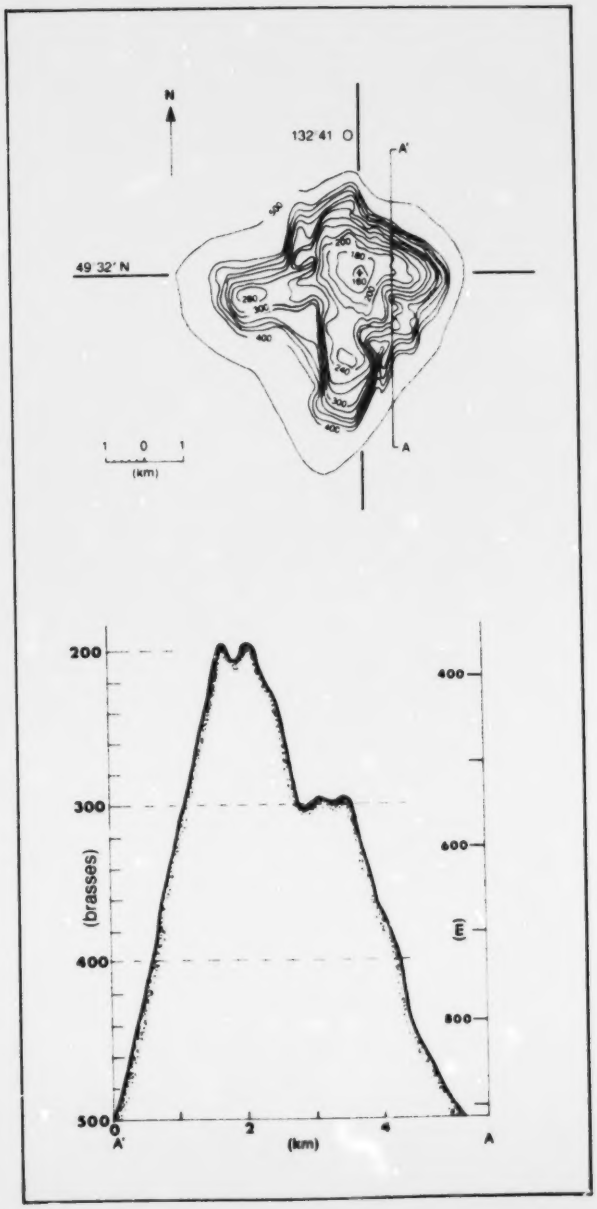


FIG. 2.6 (En haut) Bathymétrie du mont sous-marin Union au-dessus de la courbe de niveau de 500 brasses. Le pic (+) a une profondeur de 160 brasses. (En bas) Le profil a été établi du nord au sud le long de la ligne de sonde A' à A. (Tiré de Scringer et Halliday 1971)

L'inlet typique de la côte ouest est un bassin profond en forme de U qui a un fond de vase glaciaire, un cours d'eau à sa tête et une crête sous-marine (un seuil) en travers de son entrée (fig. 2.7). La quantité d'eau douce que le cours d'eau déverse dans l'inlet dépend de la surface de drainage, de la période de l'année et du mode principal d'alimentation — en eaux pluviales ou en eaux nivales. Puisque l'écoulement dans la plupart des inlets de l'île Vancouver est le produit des pluies, l'afflux d'eau douce est maximal durant la saison pluvieuse de l'hiver et du printemps et minimal pendant la saison sèche de l'été et de l'automne. D'autre part, l'afflux d'eau douce dans les inlets les plus étendus du continent atteint son maximum pendant la crue printanière ou période de fonte des neiges, qui débute en mai. Lorsque le cours d'eau est alimenté par les eaux de pluie, son débit par unité de temps pendant les chauds mois d'été peut excéder d'un facteur de 10 ou plus le débit correspondant entre la fin de l'automne et le début du printemps. En été, les eaux de surface des inlets deviennent souvent d'un vert laiteux à cause de la grande quantité de limon glaciaire qu'elles charrient vers l'aval.

De grandes quantités d'eau douce dans un bassin côtier forment une région océanique qu'on appelle estuaire : une masse d'eau partiellement fermée où l'eau de mer est dans une certaine mesure diluée par le mélange avec l'écoulement fluvial. Traditionnellement, le terme estuaire s'est appliqué aux sections deltaïques inférieures d'un cours d'eau mais il recouvre maintenant les inlets, les baies, les détroits et les bras de mer qui reçoivent une certaine quantité d'eau douce. Il est également possible d'étendre la définition à des régions plus importantes. Par exemple, tout le passage sud-est de l'entrée du détroit Juan de Fuca à l'entrée du détroit de la Reine-Charlotte peut être considéré comme faisant partie de l'estuaire du fleuve Fraser parce que jusqu'à 60 % de la dilution dans cette région peut provenir de ce seul cours d'eau. Puisqu'une définition aussi large est peu utile, elle sera limitée à des régions géographiques plus restreintes.

Il existe, en gros, deux types d'estuaires sur la côte ouest : les estuaires à coin salé, tel le Fraser en aval de l'île Deas, où l'écoulement fluvial est important et où l'eau douce sus-jacente se mêle peu à l'eau saumâtre sous-jacente; et les estuaires partiellement mélangés, typiques de la plupart des détroits et inlets, où le mélange entre les deux couches est accru par l'action plus importante de la marée et par un écoulement plus faible. Une troisième catégorie, les estuaires bien mélangés, où de forts courants de marée ainsi qu'un faible écoulement parviennent à produire une eau presque homogène de haut en bas, est rare en Colombie-Britannique; ces estuaires se limitent à de petites baies à proximité de passages soumis à l'action turbulente des marées, telle la baie Menzies près du goulet Seymour (voir fig. 3.27).

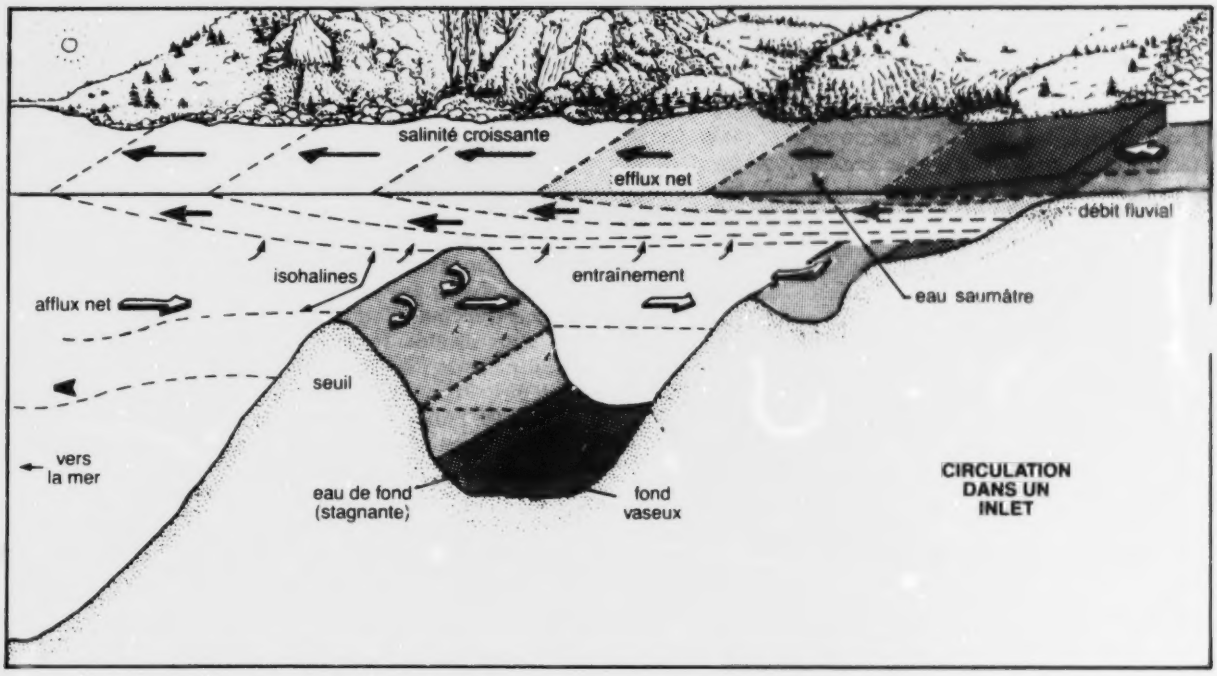


FIG. 2.7 Circulation estuarienne dans un inlet typique de la Colombie-Britannique. L'eau salée, entraînée et transportée vers la mer par l'efflux de la rivière, est remplacée par un afflux net en profondeur. Les isohalines (lignes d'égale salinité) en pente indiquent un accroissement de la salinité de la couche saumâtre superficielle vers l'entrée de l'inlet. Un brassage par turbulence se produit à proximité du seuil.

Un des aspects les plus importants des estuaires est qu'ils agissent comme pièges à nutriants où s'amassent en grande quantité les sédiments organiques et inorganiques d'origine fluviale. Il s'agit donc de régions à activité biologique intense qui abritent de fortes populations de mammifères, d'oiseaux et d'organismes marins, en particulier dans le voisinage immédiat de l'embouchure du cours d'eau. Les deltas associés aux estuaires ont longtemps servi de pôles d'établissements humains et d'activités industrielles, de même qu'ils ont fourni des terres agricoles fertiles et des voies de transport commodes. À plusieurs endroits du monde, les estuaires sont des environnements en grand péril, menacés par la surpopulation, les déchets et les barrages qui modifient la nature du cours d'eau. Le delta du Fraser est un excellent exemple d'un environnement estuarien qui semble destiné à la destruction.

Outre qu'il a un effet important sur la biologie, l'écoulement fluvial modifie les courants dans les bassins et leurs environs. Prenons le cas d'un inlet. Parce que l'eau douce est sensiblement plus légère que l'eau salée, l'afflux d'eau douce forme une couche superficielle qui s'achemine vers la mer en absorbant et en entraînant un peu de l'eau plus salée sous-jacente (fig. 2.7). Donc, la salinité de la couche de surface s'accroît vers l'aval, tandis que celle de la couche inférieure décroît vers l'amont. Afin de compenser cette perte de sel au profit de l'efflux peu profond mais rapide (environ 50 cm/s), il existe un afflux net profond mais plus lent. De cette façon, le sel reste en quantité constante à l'intérieur du bassin de l'inlet, car il est entraîné et transporté vers la mer par la couche supérieure et remplacé par un afflux accru de sel dans la couche inférieure. (Le volume d'eau allant de la mer à la couche la plus profonde de l'estuaire peut être de 10 à 20 fois plus important que le débit sortant du cours d'eau. Pourtant, le volume d'eau dans l'inlet ne s'accroît pas en valeur nette, parce que le cours d'eau entraîne à la longue un volume d'eau égal à l'afflux en profondeur et le transporte vers la mer.) Cet écoulement à deux sens, appelé circulation de type estuarien, se manifeste particulièrement pendant les périodes de débit fluvial important ou de forts vents soufflant vers la mer, pendant lesquelles le processus d'entraînement est singulièrement vigoureux. Un bateau qui s'engagerait dans l'inlet irait à contre-courant, tandis qu'un sous-marin serait favorisé par le courant.

Souvent, le « jet » d'eau fluviale qui entre dans l'inlet demeure partiellement intact et descend l'inlet sous la forme d'un écoulement de surface limoneux en mince ruban. Par exemple, la rivière Squamish semble, sur les photographies aériennes, rebondir d'un côté de la baie Howe à l'autre en s'écoulant vers le détroit de Géorgie (pl. 2). Selon les vents et la marée, un bateau qui s'avance dans l'eau claire peut subir des courants complètement différents de ceux subis par un bateau avoisinant qui circule dans l'eau fluviale limoneuse. L'eau douce peut, bien sûr, pénétrer dans les inlets autrement que par des cours d'eau lents. Parmi les plus impressionnants, citons les rivières qui, partant des vallées suspendues formées par des glaciers, tombent en chute libre dans les inlets, à des dizaines de mètres plus bas. (fig. 2.8).

Comme nous le verrons plus tard, la circulation de

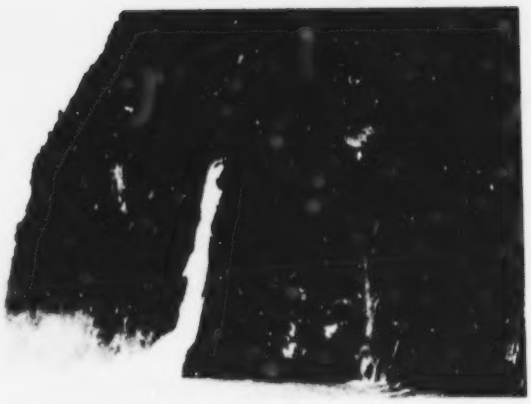


FIG. 2.8 Une vallée suspendue près de la pointe Cascade dans l'inlet Knight. (Comparez avec la fig. 6.19) (Avec l'autorisation de H. Freeland)

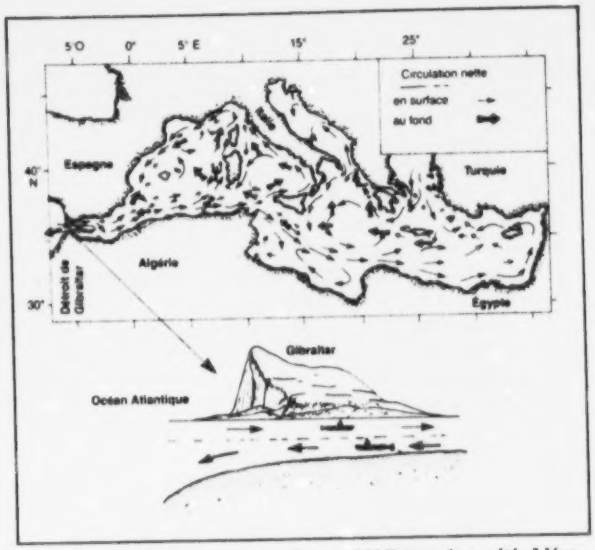


FIG. 2.9 Circulation nette dans la mer Méditerranée en été. L'évaporation des eaux superficielles de la mer entraîne un afflux net des eaux de l'Atlantique dans la partie supérieure du détroit de Gibraltar et un efflux net en profondeur. (Le haut de la figure s'inspire de Lacombe et Tchernia 1972)

type estuarien n'est pas limitée aux bassins partiellement fermés, tels les inlets, mais se présente dans toutes les voies d'eau intérieures de la côte ouest où les eaux de drainage du continent se rendent à la mer. Ce type de circulation existe même au beau milieu du Pacifique Nord, où la couche superficielle, relativement diluée, repose sur la masse plus salée de l'océan. Dans d'autres régions du monde, une circulation estuarienne inversée peut se présenter. La mer Méditerranée connaît une forte circulation à deux sens, même lorsqu'elle reçoit relativement peu d'eau douce sous forme de pluie ou de ruissellement, à cause d'une évaporation importante qui rend les eaux de surface du bassin plus salées, donc plus lourdes. Ces eaux s'enfoncent et s'écoulent à la longue par le détroit de Gibraltar, où elles sont remplacées par un afflux superficiel d'eau moins salée de l'océan Atlantique. Pendant la Deuxième Guerre mondiale, des sous-marins allemands « piégés » dans la Méditerranée à cause du blocus du détroit de Gibraltar par les Alliés purent s'échapper en se laissent doucement emporter par ces courants du fond jusqu'à l'Atlantique (fig. 2.9).

Les seuils sont d'autres formations importantes de la plupart des voies d'eau côtières de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. Ces crêtes sous-marines existent typiquement là où des glaciers en mouvement ont déposé du limon et des roches broyées, de la même façon que des rivières déversent des sédiments sur un delta. Lorsque les glaciers commencèrent à se retirer pour la dernière fois, il y a environ 10 000 ans, les amoncellements de blocailles, ou moraines, qu'ils laissèrent, formèrent des crêtes; voilà pourquoi les entrées de la plupart des inlets sont aujourd'hui assez peu profondes. Des circonstances semblables conduisirent à la formation de seuils dans les détroits de Géorgie et Juan de Fuca dans d'autres régions côtières. Comme le montrent les cartes nautiques, les profondeurs de l'eau d'un côté du seuil à l'autre peuvent être très différentes; à l'entrée de l'inlet Jervis, par exemple, la profondeur s'accroît rapidement de 300 m au-dessus de seuil à plus de 600 m en deçà. De plus, certains bassins ont plusieurs seuils; chacun était le lieu du front ou des dépôts interstadiaires d'un glacier quelconque. La baie Howe a deux seuils principaux, l'un à l'entrée ouest et l'autre au nord de l'île Anvil (voir fig. 10.38). Ce dernier marque en fait la limite entre la baie et l'inlet. Parfois, des déversements glaciaires ainsi que le relèvement de la croûte terrestre accompagnant le retrait du glacier furent suffisants pour créer le seuil rocheux qui se dresse aujourd'hui au-dessus du niveau de l'inlet, le séparant de la mer par un isthme. Un des meilleurs exemples est le lac Powell au nord de la ville de Powell River. Malgré son nom, le lac est en fait un inlet enclavé profond (300 m), qui s'isola du détroit de Géorgie il y a environ 7 000 à 11 000 ans. Bien que l'eau de la moitié supérieure du lac fût diluée par les eaux de drainage des terres, la présence d'eau saumâtre dans la moitié inférieure est une preuve concluante de lien qui existait avec la mer. Le lac Nitinat sur la côte ouest de l'île Vancouver est un exemple d'un inlet qui fut presque totalement enclavé. Il est aujourd'hui raccordé à l'océan par un chenal relativement long, de 2,5 km, qui présente quatre seuils très peu profonds; une barre externe ne fait que 2 m de profondeur, et trois seuils internes sont à environ 3 m de profondeur en moyenne à marée basse. Parce que de l'eau de mer y pénètre à chaque marée, cependant, l'eau douce issue du drainage des terres est confinée à peu près uniquement aux 10 m supérieurs de ce lac qui en fait 180 m. Comme dans tant d'inlets à ouverture étroite et peu profonde, les courants de marée qui pénètrent dans l'entrée du lac Nitinat peuvent être très forts, bien que le volume de l'eau échangée soit relativement faible. Un exemple encore meilleur est fourni par les rapides Nakwakto qui unissent les bassins des inlets Seymour et Belize, presque entièrement reliés à la terre ferme, au bassin Reine-Charlotte, où des vitesses de plus de 8 m/s (16 kn) en font l'un des chenaux où la marée est la plus rapide au monde.

Les seuils sont d'un grand intérêt pour les océanographes, notamment parce que leurs crêtes, de par leur proximité de la surface, tendent à empêcher les eaux de l'océan, riches en oxygène, de pénétrer dans les régions plus profondes derrière eux. L'eau dans ces profondeurs abritées peut donc s'appauvrir en oxygène vital et, dans des conditions de stagnation prolongée, devenir anoxique (pauvre en oxygène) et contenir d'importantes concentrations de sulfure d'hydrogène ou « gaz puant », milieu mortel pour les organismes sauf les bactéries primitives anaérobies (celles capables de « vivre en l'absence d'oxygène »). Les eaux du fond du lac Powell ont déjà atteint ce stade; celles de l'inlet Saanich, du lac Nitinat et du canal Hood dans le détroit de Puget subissent ces conditions une partie de l'année. Si un afflux relativement rapide d'eau de forte densité se déverse dans de telles régions, les eaux faiblement aérées peuvent être poussées vers le haut, où elles peuvent causer la suffocation en masse des poissons et d'autres organismes marins. Cette situation pourrait être néfaste aux industries de pêche locales si jamais elle se présentait à une échelle suffisamment importante.

De façon moins dramatique, le seuil de 60 m de profondeur au large de Victoria fait obstacle au passage d'eau salée froide de l'océan Pacifique dans la portion intérieure du détroit Juan de Fuca. De même, le seuil qui traverse l'inlet Admiralty entrave l'écoulement de l'eau profonde du détroit Juan de Fuca vers le détroit de Puget.

Répartition de la température

Les températures de l'eau des régions côtières de la Colombie-Britannique varient grandement selon l'endroit et la saison. Dans le Pacifique Nord-Est, au large de la côte ouest, il y a abaissement constant de la température vers le nord pour une profondeur donnée; les isothermes (lignes qui joignent des points d'égale température) courent en général d'est en ouest (fig. 2.10). Les températures typiques de la surface de la mer varient en hiver d'environ 8°C au large de l'île Vancouver à environ 6°C au large de l'appendice sud-est de l'Alaska. À l'arrivée du printemps, le degré d'élévation plus important du Soleil, les plus longues périodes d'ensoleillement ainsi que les perturbations moins nombreuses entraînent un réchauffement appréciable de la couche supérieure de l'océan. À partir de ce moment jusqu'à la fin du mois d'août, il y a « marche » vers le nord des isothermes; les températures à la surface de la mer, au large des côtes de l'île Vancouver, atteignent des valeurs maximales typiques de 18°C et peuvent parfois dépasser 20°C dans une couche supérieure mince (moins de 1 m). Vers l'automne, le rayonnement solaire qui atteint la surface de l'océan se met à décroître rapidement et les trajectoires de tempêtes venant du golfe d'Alaska se déplacent à nouveau vers le sud. La chaleur emmagasinée dans les 100 m supérieurs environ de la surface de l'océan en été retourne bientôt à l'atmosphère; les isothermes commencent leur marche annuelle vers le sud, et le cycle se répète. À des profondeurs supérieures à 200 m environ, les variations saisonnières de la température de l'eau sont faibles.

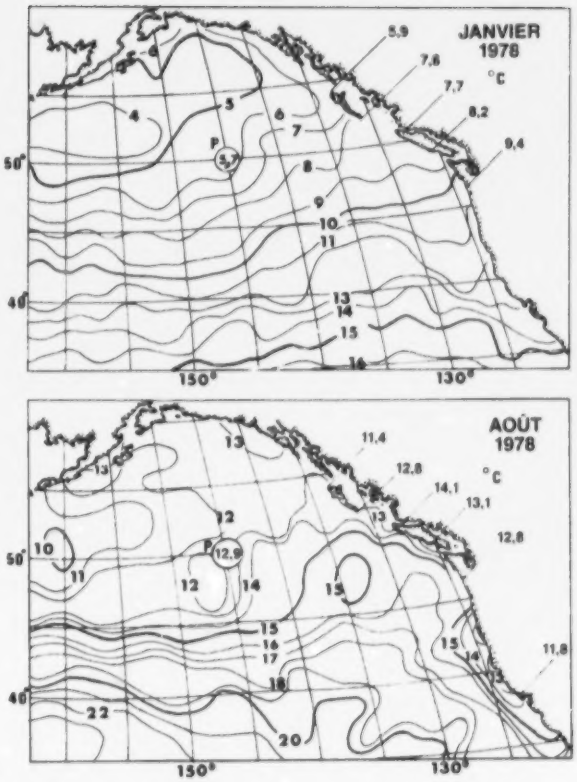


FIG. 2.10 Températures mensuelles moyennes à la surface de l'océan Pacifique Nord-Est, en hiver et été 1978 (°C). Les valeurs entourées proviennent de la station météorologique P. Les valeurs côtières proviennent de phares (du nord au sud) : île Langara, cap St. James, île Kains, pointe Amphitrite, fleuve Columbia, récif Blunts (bateaux-feux). (Tiré du *National Marine Fisheries Service Bulletin* 1978)

Bien entendu, certaines années sont plus chaudes et d'autres plus froides que la normale. Pendant l'été 1957, les températures à la surface de la mer ont atteint les valeurs exceptionnellement élevées de 20°C et plus le long de la côte. Certains scientifiques imputent à ces quantités de chaleur anormalement importantes de la couche supérieure de l'océan l'hiver doux de cette année-là et l'été chaud et sec de 1958. Au contraire, les températures anormalement faibles à la surface de la mer au large d'une grande section de la côte, en 1971, pourraient avoir entraîné l'hiver rigoureux de cette année-là et l'été plutôt médiocre de 1972.

À l'intérieur des régions protégées de la côte, les variations de la température de l'eau dépendent de l'intensité du réchauffement solaire ainsi que du degré de mélange vertical provoqué par le vent et la marée. Dans des chenaux de marée turbulents, tels les détroits Juan de Fuca et de Johnstone, l'eau est toujours froide. Un réchauffement considérable ne se fait sentir pendant l'été que dans des recoins isolés, tel le bassin Sooke. Au large de Victoria, les températures à la surface de la mer s'échelonnent d'environ 7°C en hiver à 10°C en été; les valeurs plus importantes en été semblent être dues à l'ar-

rivée, dans la mer, de l'eau de surface plus chaude du détroit de Géorgie. Dans le détroit de Puget, les températures de l'eau varient faiblement pendant l'année. Le brassage engendré par les courants de marée aux diverses passes qui mènent au détroit entraîne une température d'environ 10°C, bien que des extrêmes de 4,5°C en hiver et de 15,5°C en été se présentent à l'occasion. Près de certaines embouchures, l'eau douce de surface peut se refroidir sous le point de congélation et se transformer en glace.

Le brassage vertical plutôt fort dans les passes de marée du sud, tels le détroit d'Haro et la passe Active, maintient les températures de surface du sud du détroit de Géorgie à seulement 10°C l'année durant. Des plages comme celles de la baie Departure près de Nanaïmo sont régulièrement refroidies par la remontée d'eau pendant les périodes de vent du nord-ouest en été (voir fig. 5.8). C'est seulement dans le détroit du nord et dans des régions abritées des îles Gulf que les courants de marée et les vents sont suffisamment faibles pour permettre de longs bains de mer — selon des critères d'adultes, s'entend! — (Un tableau portant sur les capacités de survie en eaux froides est offerte à l'appendice C.) L'une des régions les plus renommées pour la baignade sur la côte de la Colombie-Britannique est le détroit de Desolation, où de lents courants et une topographie complexe engendrent des conditions presque idéales. Un site particulièrement chaud est la baie Pendrell, près de l'entrée de l'inlet Toba, où, au début d'août, les températures peuvent atteindre environ 21°C jusqu'à des profondeurs de 5 m de plus, la visibilité dans l'eau est souvent supérieure à 30 m. (Les mouillages y sont malheureusement rares et espacés.) La baie Pendrell est également l'une des plus importantes frayères d'huîtres de la Colombie-Britannique; on y produit en quantité commerciale des larves d'huîtres qui sont cultivées, puis acheminées par bateau vers divers endroits du détroit de Géorgie, où elles parviennent à maturité. Il serait bon de souligner que les huîtres ne se reproduisent pas n'importe où; elles ont besoin d'eau chaude à faible variation de température, de même que d'une circulation confinée, propre à retenir les larves nageuses dans l'enceinte protégée de la baie — conditions remplies à peu d'endroits dans le monde.

D'une manière générale, les températures de surface des inlets à la tête desquels se déverse un cours d'eau demeurent fraîches durant l'été; l'eau de fonte des neiges qui gonfle les cours d'eau a peu de chance de se réchauffer pendant sa course vers la mer. Pour des raisons semblables, les températures de surface au large de l'embouchure du Fraser sont également plus fraîches que celle du détroit de Géorgie. La chaleur de l'été ne se propage vers l'aval, en réchauffant la couche supérieure, que dans certains inlets plus longs, tels les inlets Jervis et Bute. D'autre part, l'inlet Saanich, avec des courants de marée faibles et un écoulement fluvial peu important, peut atteindre plus de 20°C à certains endroits par un jour chaud et calme du milieu de l'été.

Dans maintes régions de la côte intérieure, les cinquante premiers centimètres environ peuvent atteindre, l'été, des températures comparables à celles de l'eau d'un « bain » lorsque la marée de l'après-midi inonde lentement les grandes plages sableuses qui ont été réchauffées par le Soleil (en été, les marées sont basses au début de l'après-midi dans le système du détroit de Géorgie). C'est le cas de la plage Miracle au nord de Courtenay et de la baie Boundary au sud de Vancouver, sauf que quiconque s'y est baigné aura remarqué combien l'eau est beaucoup plus froide à environ un mètre sous la surface. Enfin, dans les cas extrêmes, la baisse de température peut atteindre 8 degrés Celsius.

À l'intérieur de l'inlet Burrard, la chaleur de l'eau de surface dans les aires récréatives du banc Spanish et de la baie English est due en partie à l'effet de réchauffement des plages sableuses. Mais la couche superficielle d'eau limoneuse du Fraser qui contourne la pointe Grey pendant la majeure partie de tout cycle de marée est d'importance encore plus grande (voir fig. 10.36). Non seulement cette couche absorbe le rayonnement solaire, mais elle empêche également tout mélange avec l'eau froide salée sous-jacente, conséquence directe de la densité plus faible de l'eau douce par rapport à celle de l'eau saumâtre. Que l'eau du Fraser atteigne rarement la rive nord de l'inlet Burrard explique en partie les températures de surface relativement froides de cette région en été; les vents locaux ainsi que l'écoulement d'eau froide bien mélangée venant de la région du Premier goulet contibuent également à refroidir les températures.

Finalement, fait intéressant à remarquer, les océanographes ont découvert que même si c'est en été que les eaux de surface des détroits de Géorgie et Juan de Fuca sont les plus chaudes et en hiver qu'elles sont les plus froides, c'est souvent à la fin de l'été que les eaux profondes sont les plus froides et au début de l'hiver qu'elles sont les plus chaudes. Cet effet résulte d'une interaction complexe entre les eaux intérieures et celles de l'océan Pacifique, et agit également, sans aucun doute, sur les caractéristiques écologiques et physiques de l'environnement marin du sud-ouest de la Colombie-Britannique et du nord-ouest de l'État de Washington.

Répartition de la salinité

L'eau de mer est essentiellement une solution salée dont 99 % du sel renferme seulement six éléments : sodium, chlore, calcium, potassium, magnésium et soufre; le sodium et le chlore représentent 86 % du total. Parce qu'ils sont dissous dans l'eau, ces sels n'existent pas sous forme de composés (par exemple, le chlorure de sodium, qui est le sel de table ordinaire) mais se décomposent en ions, atomes individuels ou groupés porteurs d'une charge électrique. De plus, bien que les éléments chimiques de l'eau de mer soient renouvelés pendant des dizaines de millions d'années par l'écoulement fluvial et le recyclage à travers la croûte terrestre, les processus de mélange relativement rapides sont tels que la proportion de ces éléments majeurs, ou ions, demeure constante dans tous les océans du monde. Cela permet aux océanographes d'établir la teneur globale en sel d'un volume d'eau de mer déterminé, en mesurant simplement la concentration de l'élément le plus facilement identifiable, le chlore. (Lors de l'analyse

chimique, le brome et l'iode sont inévitablement inclus, mais leur teneur, plusieurs milliers de fois plus faible que celle du chlore, est négligeable.)

Plus précisément, la salinité de l'eau de mer est définie par les océanographes comme le poids total en grammes des sels dissous dans un kilogramme d'eau à une température de 15°C. La salinité peut ensuite se calculer en déterminant le poids en grammes du chlore (ainsi que du brome et de l'iode) dans un kilogramme d'eau de mer, appelé chlorinité, et est donnée par la formule suivante :

$$\text{salinité } (^0/_{00}) = 1{,}80655 \times \text{chlorinité } (^0/_{00})$$

(Disons, en gros, que les papilles gustatives peuvent déceler le sel dans l'eau lorsque la salinité s'approche de 1 $^0/_{00}$.) Les instruments océanographiques modernes

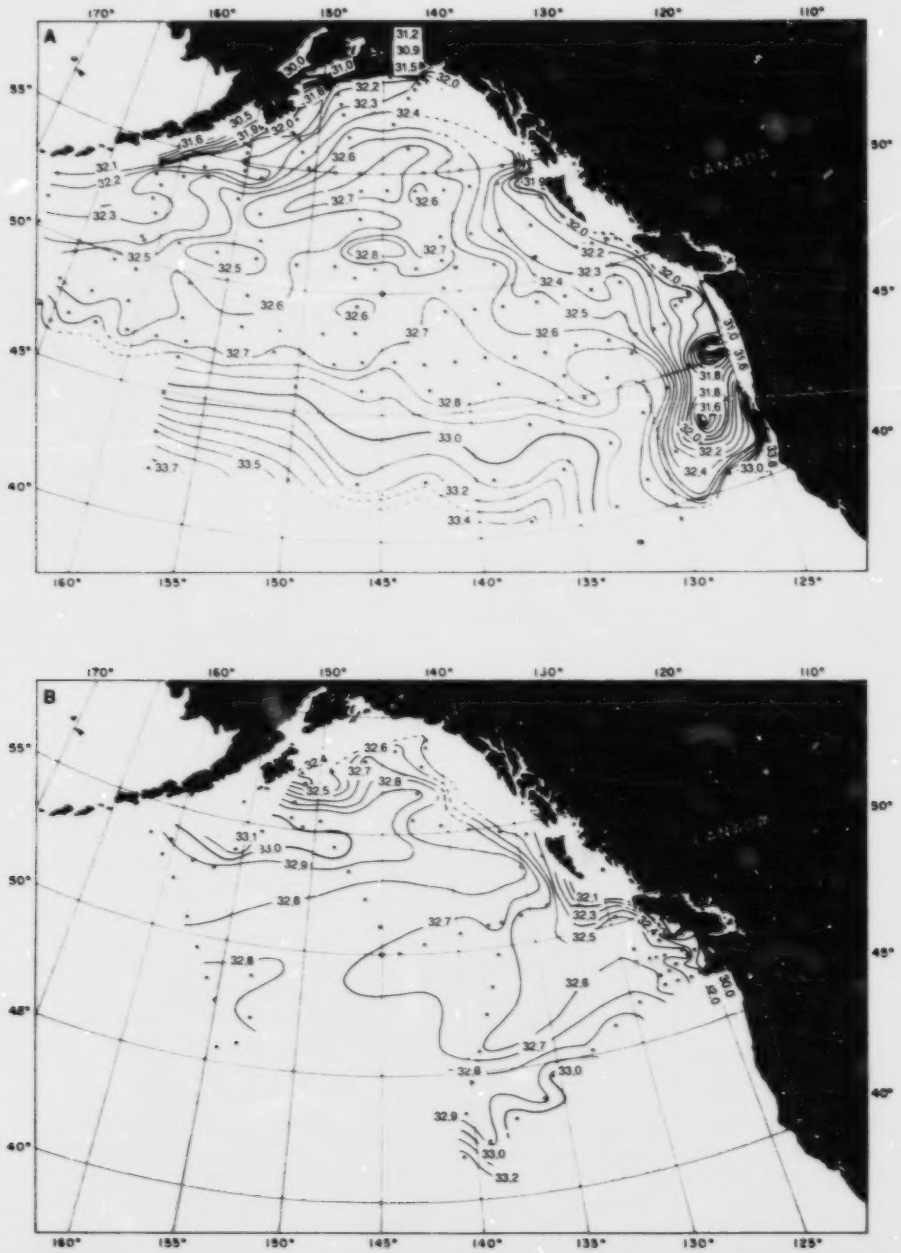


FIG. 2.11 La salinité de surface ($^0/_{00}$) à partir de deux levés océanographiques : (A) août 1955, (B) février 1957. Les points indiquent les lieux de mesure. Les teneurs faibles près de la côte résultent de la dilution par les eaux de drainage des terres; les fortes teneurs au large de la Californie sont apparemment dues à la remontée d'eau (voir chapitre 5). (Avec l'autorisation de S. Tabata)

utilisent maintenant la propriété qu'a l'eau de mer de conduire l'électricité afin d'obtenir des mesures rapides de la salinité; le principe repose sur l'accroissement de la conductivité électrique qui accompagne l'accroissement de la salinité.

Les sels jouent un rôle important dans beaucoup de processus océaniques. Un accroissement des sels dissous augmente la densité de l'eau; les différences de teneurs en sels peuvent ainsi entraîner les courants marins. Cet accroissement agit également comme de l'antigel en réduisant le point de congélation de l'eau de mer, en retardant la formation de glaces dans les mers polaires, en créant des pressions osmotiques qui agissent sur les mécanismes physiques et biologiques et, finalement, en causant la floculation (formation d'agrégats) de sédiments fins transportés dans les régions océaniques par les cours d'eau. Au large de l'embouchure du Fraser, par exemple, les fines particules d'argile se déposent dans le détroit de Géorgie sous l'effet du mélange de l'eau douce du fleuve et de l'eau salée de l'océan.

À proximité de la station océanique P, les salinités varient d'environ 32,6 ⁰/₀₀ (32,6 g de sel pour 1 000 g d'eau de mer) à la surface à environ 34,4 ⁰/₀₀ près du fond, soit à 4 200 m. Dans les 100 m supérieurs environ, il existe également une faible variation saisonnière de salinité qui, à la surface, varie d'environ 32,3 ⁰/₀₀ en été à environ 33,0 ⁰/₀₀ en hiver (fig. 2.11A, B). Près de la côte, des nappes d'eau présentent parfois des salinités inférieures à 29,5 ⁰/₀₀ en été à cause des eaux de drainage des terres et de l'écoulement fluvial. Entre 100 et 200 m de profondeur dans le Pacifique Nord, il existe une constante, la grande halocline (halo = sel; cline = pente) à l'intérieur de laquelle la salinité et, partant, la densité s'accroissent rapidement avec la profondeur (fig. 2.12). Le sommet de l'halocline est le lieu de la pénétration la plus profonde du brassage produit par le vent et le renversement des eaux, tandis que le bas de l'halocline est situé au début de l'accroissement graduel de la salinité jusqu'au fond océanique.

Dans les eaux intérieures protégées, la salinité décroît sensiblement à cause des effets diluants de l'écoulement fluvial. En fait, si la salinité était mesurée tout au long du détroit Juan de Fuca à partir de l'océan Pacifique, un adoucissement graduel de l'eau de mer s'observerait à toutes les profondeurs. Par exemple, des teneurs de surface typiques pourraient tomber, en été, de 31,5 ⁰/₀₀ près du banc Swiftsure à environ 29 ⁰/₀₀ au large de Victoria; les valeurs correspondantes en hiver varieraient entre 31,5 et 30 ⁰/₀₀. Cependant, il s'agit ici de teneurs moyennes et de grandes nappes d'eau plus ou moins salées qui sont transportées fréquemment dans les deux sens du détroit, spécialement en été.

Les seuils font obstacle à la pénétration de l'eau subsuperficielle très salée de l'océan Pacifique à l'intérieur du passage. Près du seuil peu profond au sud de Victoria, la salinité à 100 m de profondeur peut varier de 33,5 ⁰/₀₀ du côté de la mer à 31,5 ⁰/₀₀ du côté de la terre. Des variations semblables se produisent près du seuil à l'entrée du détroit de Puget, aux deux extrémités des passes (détroit d'Haro, détroit de Rosario) qui mènent au détroit de Géorgie, et près de tous les seuils importants dans les voies d'eau côtières et aux entrées des inlets. Dans le détroit de Johnstone, à plus de 50 m, la salinité varie d'une extrémité du passage Race à l'autre; les salinités passent de 31,5 ⁰/₀₀ du côté ouest du seuil à moins de 28 ⁰/₀₀ quelques kilomètres plus à l'est.

Pendant la crue estivale, l'écoulement du fleuve Fraser forme une couche mince à salinité relativement faible sur une grande partie du détroit de Géorgie. Cette couche est dite saumâtre lorsque les salinités varient entre 0,5 et 17 ⁰/₀₀. À quelques kilomètres du front du delta, l'épaisseur de la couche saumâtre varie entre 1 et 10 m, selon la proximité des principaux chenaux d'efflux, l'état de la marée et l'intensité du vent. À de plus grandes profondeurs, la salinité s'accroît rapidement à mesure que la mince couche limoneuse est remplacée par l'eau claire océanique salée. La salinité des eaux plus profondes varie entre 29 et 31 ⁰/₀₀ pendant toute l'année.

Comme peuvent l'affirmer de nombreux baigneurs, le banc Spanish à Vancouver est fréquemment inondé d'eau saumâtre, qui s'écoule en été du fleuve Fraser; par contre, l'eau adjacente à la rive nord est en général beaucoup plus salée. L'exception à cette règle se mani-

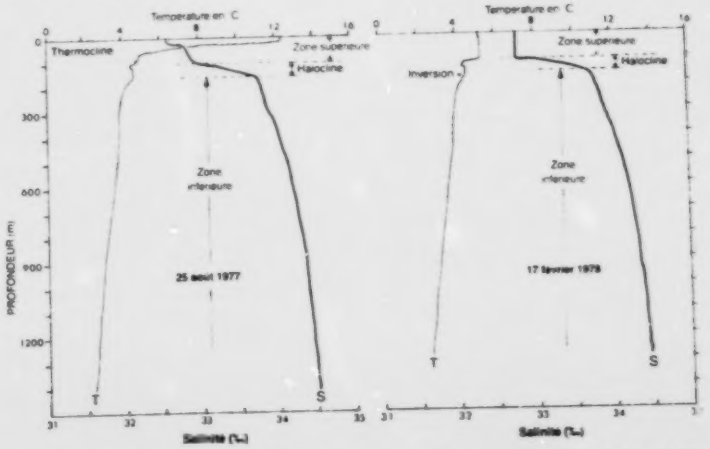


FIG. 2.12 Profils verticaux de salinité (S) et de température (T) à la station océanographique P en été et en hiver.

feste durant de forts courants d'inondation ou des vents du sud de modérés à frais, moments où l'eau saumâtre peut être transportée vers la rive nord de l'inlet Burrard. Parfois, de l'eau limoneuse atteint le Premier goulet, mais elle est ensuite brassée par les mouvements de marée turbulents. La salinité de l'eau de surface dans le port de Vancouver est donc généralement plus forte que celle de la partie externe de l'inlet Burrard.

Dans le détroit de Géorgie, les conditions d'hiver sont très différentes de celles d'été. Parce que le débit d'eau douce du Fraser décroît par un facteur de 10 et que le brassage est intensifié par les vents d'hiver, les salinités annuelles maximales se présentent à la surface de la mer en février. Pour des raisons qui seront expliquées au chapitre 10, les salinités de l'eau plus profonde sont également à leur maximum à la fin de l'hiver.

La structure de salinité dans les inlets de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington est également liée à la quantité d'eau douce qui s'écoule des rivières adjacentes. Les salinités de surface sont faibles pendant les périodes d'écoulement relativement important, et fortes pendant les périodes d'écoulement relativement faible. À cause des différences dans le type de drainage, les inlets de l'île Vancouver ont leur salinité minimale en hiver, alors que les inlets continentaux l'ont en été, et vice versa.

Configurations des vents

L'air, tout comme l'eau, est un fluide qui peut être mis en mouvement par divers mécanismes; chacun d'eux exerce une influence particulière sur la variabilité spatiale et temporelle de l'écoulement. Sur plus d'un point, la circulation atmosphérique peut donc être tenue pour une version accélérée de la circulation océanique, avec quelques différences importantes; l'une d'elles, évidente, a trait au confinement des courants à cause de l'étendue limitée des bassins océaniques, alors que les vents à grande échelle ne sont que déformés par les côtes et les autres formations naturelles. En outre, les vents sont d'une vitesse beaucoup plus grande que les courants les plus rapides. D'autre part, les vents sont considérablement moins persistants. Alors que l'eau, mise en mouvement par un mécanisme quelconque, tend à conserver ses propriétés d'écoulement pendant quelque temps suivant l'affaiblissement du mécanisme, l'air n'en fait rien. En d'autres mots, l'atmosphère « oublie » rapidement les influences passées sur son mouvement et sa structure. Cette courte mémoire, apparentée à l'inertie et à la capacité thermique beaucoup plus faibles de l'atmosphère par rapport à celles de l'océan, est en partie responsable de la variabilité plus importante des vents relativement à celles des courants, et de la quasi-impossibilité de faire des prévisions météorologiques précises pour plus d'une semaine.

Autre distinction importante, les vents sont poussés principalement par les différences de pression associées aux gradients horizontaux de la température de l'air, tandis que les courants océaniques sont entraînés par la résistance mécanique du vent et par les gradients horizontaux de salinité; les différences de température sont souvent d'importance secondaire. Cependant, une fois mis en mouvement, l'air et l'eau sont soumis à des effets semblables, notamment la rotation de la Terre, le frottement, la topographie, les forces centripètes et les forces de la marée. Les forces de la marée provoquent, dans l'atmosphère, des mouvements qui sont sans importance en regard des mouvements de la marée dans les océans et ont un effet négligeable sur les vents de surface. En outre, les observations en haute altitude montrent que, contraitement à l'océan, où les marées sont produites principalement par l'attraction gravitationnelle du Soleil et de la Lune, les marées atmosphériques sont engendrées par le rayonnement solaire quotidien (voir chapitre 3). Finalement, pour des raisons historiques, il existe une distinction terminologique parfois déroutante pour désigner l'orientation des vents et des courants. La direction donnée aux courants océaniques est celle *vers laquelle* ils se déplacent, tandis que la direction donnée aux vents est celle *d'où* ils soufflent.

Les configurations des vents se manifestent sur la surface de la Terre à de multiples échelles temporelles et spatiales. Des phénomènes localisés se présentent à petite échelle, tels les « tourbillons de poussière » de quelques mètres de diamètre, qui ne durent que quelques secondes. À l'échelle intermédiaire se présentent les anticyclones et les dépressions des systèmes météorologiques dont les dimensions varient entre des centaines et des milliers de kilomètres et qui persistent pendant plusieurs jours. À grande échelle existent les systèmes de

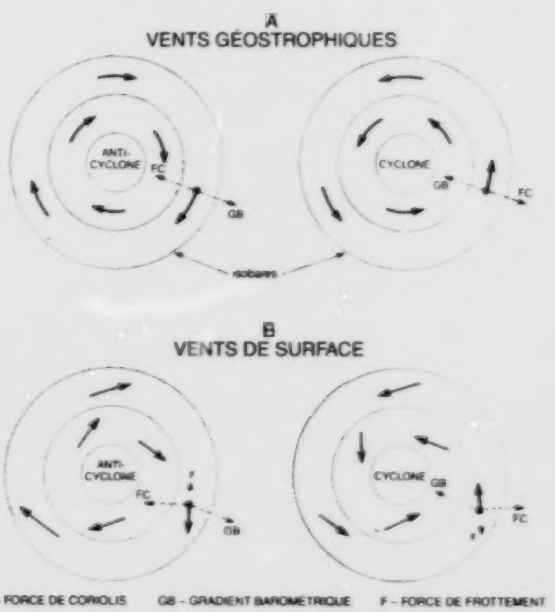


FIG. 2.13(A) Vents géostrophiques de l'hémisphère nord. Les vents soufflent parallèlement aux isobares (lignes d'égale pression); le gradient barométrique est en équilibre avec la force de Coriolis. (B) Vents près de la surface dans l'hémisphère nord. Les forces de frottement perturbent l'équilibre géostrophique; les vents soufflent donc des régions de haute pression vers les régions de basse pression. La force de Coriolis est en équilibre avec la force de frottement et le gradient barométrique.

pression « planétaires » qui subsistent pendant de nombreux mois et régissent la circulation générale de l'atmosphère. Dans les systèmes de pression à échelles intermédiaire et planétaire, dont l'étendue dépasse 100 km, les vents en haute altitude soufflent presque parallèlement aux lignes de pression constante (isobares). Dans l'hémisphère nord, ces vents dits géostrophiques résultent de l'équilibre entre les gradients barométriques horizontaux et l'effet de Coriolis — la déviation vers la droite du mouvement de l'air sous l'effet de la rotation de la Terre — (fig. 2.13A), si bien que l'air se déplace dans le sens antihoraire autour d'un système de basse pression (vents cycloniques) et dans le sens horaire autour d'un système de haute pression (vents anticycloniques). Dans l'hémisphère sud, l'effet de Coriolis fait dévier l'air vers la gauche et les directions sont inversées : dans le sens horaire (cyclonique) autour d'une cellule de basse pression et dans le sens antihoraire (anticyclonique) autour d'une cellule de haute pression. La force du vent s'accroît à mesure que décroît la distance entre les isobares.

La résistance de frottement entraîne une modification de ces champs de vent près de la surface de la Terre. Des cartes météorologiques montrent que les vents de surface au-dessus de l'océan soufflent légèrement vers les régions de basse pression à un angle d'environ 15° par rapport aux isobares, mais qu'ils soufflent légèrement des régions de haute pression à un angle d'environ 15° par rapport aux isobares (fig. 2.13B). Cet angle est généralement plus important au-dessus des terres où les formation topographiques font dévier les vents et croître la résistance nette de frottement.

Les configurations des vents dominants le long de la côte ouest du Canada et des États-Unis sont régies par l'emplacement et l'intensité de deux importantes cellules de pression atmosphérique semi-permanentes : la dépression des Aléoutiennes et l'anticyclone du Pacifique Nord (fig. 2.14). L'intensité de la dépression s'accroît peu à peu d'août à décembre, époque où son centre se déplace vers le sud-est depuis le nord de la mer de Béring jusqu'au golfe d'Alaska. L'intensité maximale de la cellule de basse pression, les vents de sens antihoraire qui y sont associés, ainsi que le déplacement abrupt de son centre vers les îles Aléoutiennes de l'ouest se produisent en janvier. Puis, le système s'affaiblit progressivement jusqu'en juillet, moment où il n'est plus évident. Des vents généralement faibles et variables soufflent pendant ce mois dans le golfe d'Alaska. L'anticyclone du Pacifique Nord, dont le centre se situe entre 30 et 40° degrés de latitude au large de la côte de Californie, est présent toute l'année et atteint son intensité maximale de juin à août, moment où il englobe l'océan Pacifique Nord-Est presque en entier. La configuration de l'ensemble des champs de pression engendré par ces deux systèmes entraîne, de la fin de l'automne au début du printemps, des vents dominants du sud-est au sud-ouest le long de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, alors que l'air circule dans le

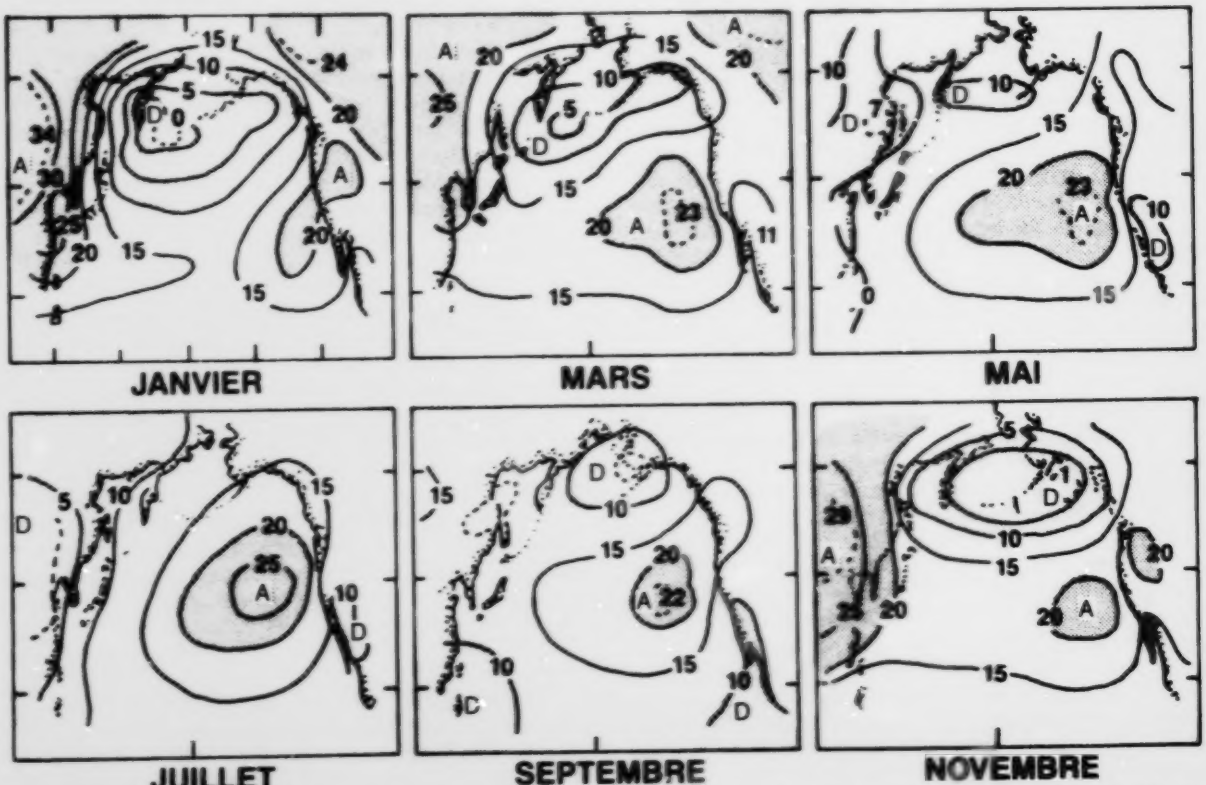


FIG. 2.14 Pression atmosphérique mensuelle moyenne au niveau de la mer, de 1951 à 1970. La pression en millibars est donnée par la valeur du graphique + 10 000 divisé par 10. (D'après Favorite *et al.* 1976)

sens antihoraire autour de la dépression dominante des Aléoutiennes. Bien que cela ne soit pas évident sur la figure 2.14, il se produit un « tassement » des isobares contre les chaînes de montagne côtières, donc une accélération des vents qui leur sont rattachés. De mai à septembre, les effets conjugués de la dépression des Aléoutiennes, grandement affaiblie, et de l'anticyclone du Pacifique Nord, plus intense, entraînent un écoulement de l'air dans le sens horaire au-dessus de l'océan. À ce moment-là, les vents côtiers viennent pour la plupart du nord-ouest et sont à nouveau quelque peu renforcés par des effets orographiques. Les vents qui soufflent d'un point autre que le nord-ouest et le sud-ouest vers le sud-est ne sont donc que d'une importance secondaire dans des systèmes météorologiques transitoires.

Dépressions et fronts

Bien que les déviations du vent par rapport aux directions dominantes à grande échelle puissent être perturbées par des formations orographiques et par des brises de mer—terre (voir chapitre 10), les écarts les plus importants sont généralement causés par les dépressions cycloniques passagères. Ces dépressions, qui font généralement des centaines de kilomètres et durent plusieurs jours, s'intensifient souvent pour devenir des perturbations qui envahissent la côte entre le début de l'automne et la fin du printemps. Les vents forts et changeants sont inhérents aux fronts associés aux perturbations naissantes.

La célèbre théorie des fronts cycloniques, proposée par un groupe de brillants météorologues à Bergen, en Norvège, pendant la Première Guerre mondiale, est à l'origine du concept moderne de formation des dépressions. Selon cette théorie, les dépressions se forment lorsqu'une masse d'air chaud et humide des latitudes moyennes se déplace côte à côte avec une masse d'air froid relativement sec venue des régions polaires (fig. 2.15A). Tout d'abord, l'interface, ou front, entre les deux masses d'air adjacentes se présente sous la forme d'un long coin droit où l'air plus froid s'introduit sous l'air plus chaud avec une pente d'environ 1 pour 100 le long de la surface de séparation appelée front polaire. Dès le début, cet arrangement est instable et crée des perturbations en forme de vagues dans la circulation atmosphérique. Ce courant déforme le front initialement droit, si bien que l'air chaud avance dans l'air froid à la crête de la perturbation, et l'air froid dans l'air chaud à la dépression contiguë (fig. 2.15B, C). La taille de l'avancée s'amplifie pendant quelques jours à mesure que le système naissant entier se déplace vers l'est à des vitesses typiques de 250 à 500 km par jour. Le passage à un endroit précis du front chaud antérieur et du front froid postérieur s'exprime par un changement brusque de la direction du vent. À la longue, le front froid, plus rapide, rattrape le front chaud, et l'air chaud commence à être soulevé en altitude par l'air plus frais sous-jacent. À l'intérieur de la dépression, le front antérieur d'air chaud s'élève au-dessus de l'air froid, et, en même temps, la vapeur d'eau se condense en neige ou en pluie. À l'arrière de l'avancée, l'air froid s'infiltre sous l'air chaud, créant d'autres nuages et d'autres précipitations. Finalement, toute la zone d'air chaud est soulevée au-dessus de la masse d'air froid et les deux fronts se fondent en un front occlus (fig. 2.15D). Le système de basse pression s'affaiblit en se transformant en une imposante masse d'air à température presque uniforme qui se déplace lentement dans le sens inverse des aiguilles d'une montre.

Pendant la formation de la dépression, les vents s'intensifient à mesure que l'énergie potentielle emmagasinée dans le champ thermique atmosphérique se convertit en énergie cinétique de mouvement. Plus précisément, l'air chaud qui s'élève et l'air froid qui descend dans la perturbation font baisser le centre de gravité, ce qui amène un accroissement de la rotation de la perturbation autour de son axe. Ce processus s'arrête lorsque l'air, bien mélangé, a une température uniforme et qu'il n'y a plus de source d'énergie potentielle. Bien qu'on puisse s'attendre que la dépression entraîne une hausse de pression, cette situation est plus que compensée par une divergence de l'air en altitude responsable de la chute rapide de la pression en surface associée à la perturbation naissante.

Les théories plus récentes sur la formation des dépressions ne s'appuient plus sur l'existence des fronts. Elles montrent plutôt que les dépressions (ou les anticyclones) se forment là où se manifestent une baisse suffisante de la température de l'air du sud au nord et une accélération suffisante des vents d'ouest avec l'altitude. Pendant la formation de ces dépressions, de puissants mouvements verticaux poussés par la chaleur issue de la condensation de la vapeur d'eau entraînent l'air froid au centre de la perturbation. Comme une patineuse qui rapproche les bras de son corps afin de tourner sur elle-même plus rapidement, les vents de sens antihoraire de la perturbation s'intensifient à mesure qu'une masse d'air plus importante se rapproche de son axe pour alimenter les courants ascendants. Les pressions décroissantes sont produites par des courants d'air ascendants. Par contre, les cellules de haute pression se forment dans les régions de courants d'air descendants lorsque la masse d'air tend à s'éloigner du centre de la cellule près de sa base. Lorsque ce mouvement est assez intense, l'effet de la rotation de la Terre entraîne la circulation de l'air dans le sens horaire.

Au large de la côte de la Colombie-Britannique, la vitesse du vent favorise une variation cyclique de la force environ tous les 3 jours à cause du passage vers l'est d'anticyclones, de dépressions et de systèmes frontaux concomitants. En moyenne, donc, un bateau qui navigue sur le Pacifique Nord-Est pourrait s'attendre à des vents relativement forts environ tous les 3 jours, car pendant cette période, le vent s'intensifie, s'affaiblit et s'intensifie de nouveau. Les vitesses maximales du vent varient selon les saisons : c'est en automne et en hiver qu'elles sont les plus grandes, elles diminuent un peu au printemps, et c'est en été qu'elles sont les plus faibles.

La couverture nuageuse immédiatement adjacente à la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington est généralement de 75 à 90 % en hiver et en été. Près de la station du navire météorologique, elle est un peu plus variable, passant de 75 % en janvier à près de 100 % en juillet, mois où règne le brouillard marin.

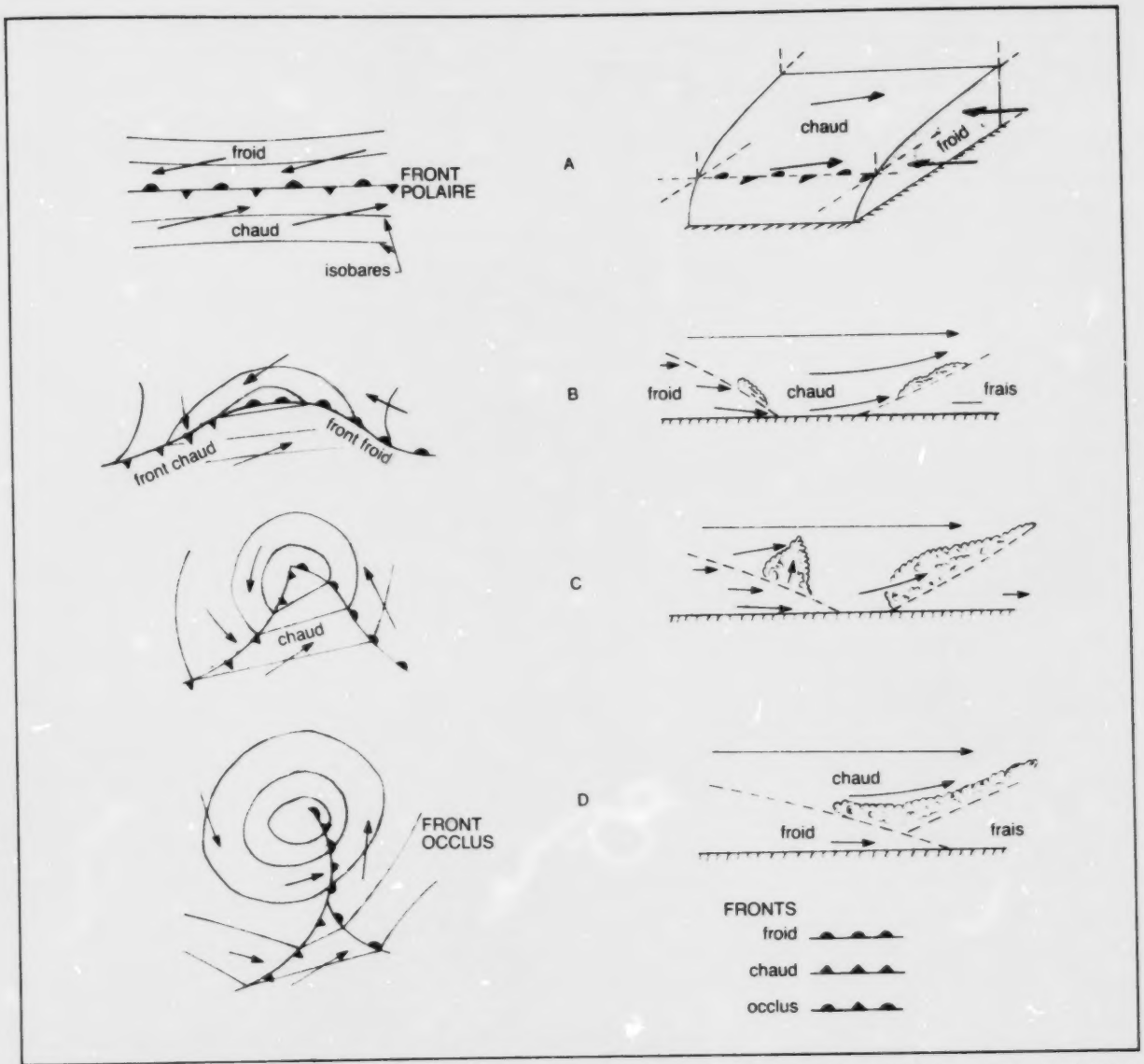


FIG. 2.15 Naissance d'une dépression et d'une occlusion à caractère de front froid. *Côté gauche,* vue en plan; *côté droit,* vue en coupe. Un front polaire (stationnaire) (A) forme un repli (B) qui s'amplifie en une avancée en forme de vague (C) délimitée par les fronts froid et chaud. L'avancée s'amplifie, et un front occlus (D) se forme à mesure que le front froid en marche rattrape le front chaud et le soulève. La surface ombragée montre la zone de précipitations, les flèches celles de la direction de la circulation d'air.

Rivages et plages

Les côtes très irrégulières et instables de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington sont le reflet des changements « rapides » du niveau de la mer qui accompagna le recul des glaciers continentaux il y a entre 15 000 et 7 000 ans. Depuis lors, les processus océaniques ont continuellement modifié le littoral, essayant sans cesse de le maintenir en état d'équilibre pour l'apport en sédiments, l'action des vagues et des courants, l'amplitude des marées et la ligne de rivage. Ainsi, des caps ont reculé, des falaises se sont érodées ou formées, des plages sont apparues, des flèches de sable et des vallées ennoyées se sont partiellement remplies du sable et de la vase des cours d'eau actuels. Le résultat net a été de simplifier la géométrie du rivage. Bien que ces formations puissent apparaître plus ou moins permanentes à l'observateur de passage, elle continuent d'être modifiées. Les formes côtières d'érosion, tels les caps, accompagnent un recul local du rivage vers la terre, alors les formes côtières d'accumulation, telles les flèches de sable, sont associées à l'avancée locale du rivage vers la mer. Au cours de milliers d'années, le rivage n'a réussi que dans quelques cas, par exemple à certaines plages, à prendre une forme quasi-permanente malgré les diverses forces qui tentent de la restructurer.

Parmi les nombreux facteurs qui ont altéré les formes côtières de la Colombie-Britannique, les plus importantes sont : le degré de décapage et d'accumulation glaciaires, la structure interne des roches de rivage et leur résistance à l'érosion, l'intensité et la direction des vents, des vagues et des courants dominants, l'amplitude des marées, la disponibilité de sédiments meubles et la ligne de rivage. Les régions de roches ignées ou volcaniques très résistantes qui confinent à des environnements à faibles vagues, tels les inlets, n'ont guère connu d'érosion. Au contraire, les roches sédimentaires faiblement cimentées exposées aux vagues à grande énergie de l'océan Pacifique (amplitude de marée de nombreux mètres) ont subi une érosion considérable. Les rivages sont érodés pendant les tempêtes; de puissants brisants déferlent alors sur les côtes, poussés par des marées anormalement hautes à cause de forts vents d'afflux. De telles combinaisons sont à l'origine d'une grande diversité de formes côtières dans la région, qui vont de falaises aux plate-formes d'abrasion littorale, aux plages et aux battures. Outre qu'il désire explorer les processus de la nature, l'homme se doit de comprendre les mécanismes en jeu dans la formation et les modifications de la ligne de rivage pour que les effets des jetées, des môles, des marinas et d'autres ouvrages puissent être prévus, ou encore pour que l'érosion et l'accumulation naturelles indésirables puissent être bien maîtrisées. Trop souvent dans le passé, l'ingérence dans ces processus a provoqué plus de mal que de bien et entraîné des conséquences désastreuses pour l'environnement marin et les propriétés riveraines.

Parmi les nombreuses formations de la côte, les plages sont les plus populaires. Elles sont présentées par l'industrie du tourisme comme des atouts monnayables, et maintes municipalités côtières ont une économie fondée sur leurs utilisations récréatives. Les sables de plages ont parfois servi à la construction ou été transportés, avec un succès limité, aux plages sans sables pour les rendre plus attrayantes au public. Les plages sont en outre des tampons naturels pour les falaises et les propriétées côtières, car les vagues y dissipent leur énergie.

Bien que le terme « plage » soit souvent utilisé comme synonyme de « rivage », il s'applique à un type particulier de formation du rivage aux caractéristiques distinctes qui le différencie de toute autre forme côtière. Plus précisément, une plage est une accumulation de sédiments meubles (sable, gravier arrondi, galets et autres roches fragmentées) qui s'étend d'un changement physiographique, telles une falaise ou des séries de dunes, ou encore de la limite côté mer de la végétation permanente, jusqu'au point le plus éloigné au large où les sédiments peuvent être transportés par les vagues. Contrairement à l'usage courant qui place la limite côté mer près de la ligne de basse mer, cette définition élargit le sens de plage à une zone qui va jusqu'à des profondeurs d'eau de plusieurs dizaines de mètres. Il y a une conclusion évidente à tirer de cette définition : pour qu'une plage existe, il doit y avoir tout d'abord une source de sédiments le long de la côte ainsi que des mécanismes assez vigoureux pour extraire et déposer des sédiments meubles en quantité appréciable. Les matériaux qui constituent une plage peuvent être dérivés de dépôts de rivage locaux transportés vers la mer ou de dépôts au large qui se déplacent vers la terre; ils peuvent également être composés de sable et de vase transportés vers la côte par des fleuves, des rivières et des ruisseaux, ou encore être des sables d'origine lointaine transportés parallèlement à la côte par des courants littoraux. Chaque fois que le volume de matériaux non consolidés ajoutés à la plage par les divers mécanismes de redistribution (vagues, courants, cours d'eau et vents) est supérieur au volume retiré, une accumulation nette se produit et la plage engraisse. S'il ne se produit aucune perte nette de matériaux, par exemple à cause d'un changement dans les conditions des vagues ou des courants ou d'une diminution de l'apport en sédiments, la plage démaigrit. Un état d'équilibre existe seulement lorsque les apports et les pertes s'équivalent. Sauf au voisinage des embouchures des cours d'eau et près d'importants et assez peu nombreux dépôts de sédiments glaciaires meubles, les sédiments sont rares sur la côte ouest, et peu de plages considérables ont été formées. Les plages les plus importantes sur la côte extérieure, telles la plage Long sur l'île Vancouver (pl. 3) et les plages Second et Third sur la péninsule Olympic de même que celles du détroit de Puget et le long de la rive nord-ouest du détroit de Géorgie, sont dérivées de dépôts glaciaires considérables. Les plages importantes de la baie Boundary et sur les rives est du détroit Juan de Fuca peuvent être liées aux sédiments fluviaux. Le plus souvent, cependant, la tendance le long des côtes généralement résistantes de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington a été à la formation de petites plages concaves de sable relativement grossier, de galets et de blocs dérivés de l'érosion des falaises et des à-pic. Les sédiments plus fins sont apparemment retirés de ces régions par la convergence bathymétrique de l'énergie des vagues et des rives abruptes qui leur sont généralement associées (pl. 4). De nombreuses régions des détroits de Géorgie et Juan de Fuca sont d'excellents exemples de plages concaves bien développées.

Une coupe d'une plage typique montrerait un profil bien défini de même qu'un certain nombre de formations très distinctes. Les principales sont présentées schématiquement dans la figure 2.16, de même que les formations du champ des vagues au voisinage de la côte. Une liste partielle de définitions appropriées est également présentée.

Avant-côte — Région relativement plate qui s'étend depuis la zone des brisants jusqu'au rebord de la plate-forme continentale ou, en eaux protégées, jusqu'au bord d'un accroissement marqué de la profondeur.

Barre d'eau — Onde à front raide qui se propage comme un mur d'eau puis déferle sur les hauts-fonds ou contre un courant opposé.

Basse plage — Portion inclinée d'une plage située entre la crête de berme (ou la limite supérieure du jet de rive à marée haute) et la limite côté mer du flot de retour à marée basse.

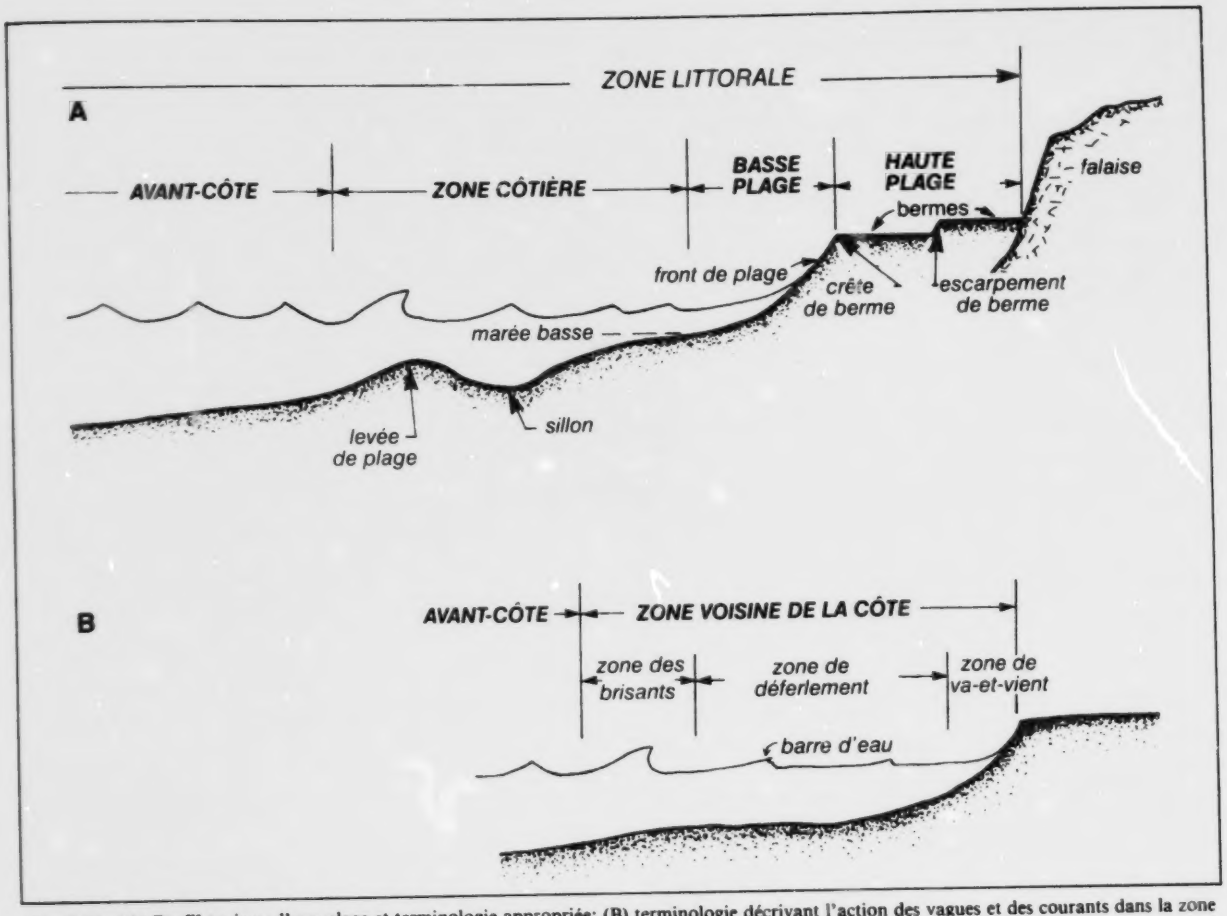


FIG. 2.16 (A) Profil typique d'une plage et terminologie appropriée; (B) terminologie décrivant l'action des vagues et des courants dans la zone voisine de la côte (Tiré de Komar 1976)

Berme (gradin de plage) — Section presque plate de la plage formée par les sédiments que les vagues déposent en se retirant. C'est cette zone que les personnes qui prennent des bains de soleil appellent la « plage ». La crête de berme en est la limite côté mer.

Brisant — Vague qui est devenue instable à cause de sa pente ou parce que la crête a rattrapé le creux sur les hauts-fonds. (Divers types de brisants sont décrits dans le chapitre 8.)

Front de plage — Section inclinée d'une plage généralement exposée au va-et-vient des vagues.

Haute plage — Région de la plage qui s'étend vers la mer depuis la limite de la végétation ou un changement marqué de la physiographie, comme une falaise ou une dune, jusqu'à la basse plage en pente. Dans de nombreuses sections de la côte, la haute plage est absente et la mer se termine brusquement au pied d'un à-pic vertical. Sur les deltas de cours d'eau, tel le delta du fleuve Fraser, la limite côté terre est délimitée par un marais maritime.

Levée de plage — Crête de sable presque parallèle à la ligne de rivage. Dans les zones presque sans marées (comme à Hawaii), une série de levées de plage séparées par des sillons peuvent se former, alors que dans les régions où l'amplitude des marées est grande, comme sur la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, il n'y a ordinairement au plus qu'une seule levée importante découverte à marée basse.

Ligne de rivage (trait de côte) — Ligne de démarcation entre l'eau et la plage découverte.

Rivage — Bande de terre qui borde une masse d'eau. Un rivage peut être formé de roches solides ou de sédiments non consolidés, tels des sables ou des galets (comme dans le cas d'une plage).

Zone côtière — Portion de la plage qui va de la basse plage à la zone qui s'étend immédiatement au-delà de la zone des brisants.

Zone des brisants — Région des vagues déferlantes. Sur des plages longues et larges, comme la plage Long, il

peut y avoir plusieurs zones des brisants, des vagues plus petites se formant après chaque déferlement.

Zone de déferlement — Région qui s'étend de la première ligne des brisants à la zone de va-et-vient. (La zone de déferlement ainsi que les zones des brisants et de va-et-vient forment la zone voisine de la côte si l'on considère l'environnement des vagues.)

Zone de va-et-vient — Limite côté terre de l'action des vagues, alternativement recouverte par le jet de rive et découverte par le flot de retour.

Zone littorale — Synonyme ici de plage, bien que les biologistes marins en limitent souvent la définition à la zone intermaréale entre les niveaux moyens de la haute mer et de la basse mer.

Essentiellement, quatre facteurs importants déterminent les caractéristiques ci-dessus du profil d'une plage typique : le type de matériau de plage, l'énergie des vagues, l'intensité et la direction des vents dominants ainsi que l'amplitude des marées. Les plages abruptes se composent de sables grossiers, de graviers arrondis, de cailloux ou de blocs alors que les plages sont composées de sables fins. Cet aspect particulier des profils des plages peut être expliqué par deux des facteurs mentionnés précédemment et mérite une explication. Premièrement, le flot de retour est plus faible que le jet de rive, à cause, principalement, de la percolation d'eau dans le front de plage et, accessoirement, de la résistance de frottement sur la zone de va-et-vient. La source d'énergie du jet de rive est la vague arrivante alors que le flot de retour doit s'amorcer de la position de repos et accélérer vers le bas de la pente. Parce que le flot de retour transporte moins de sédiments que le jet de rive, la pente du front de plage s'accroît jusqu'à ce que l'attraction terrestre, de plus en plus forte vers le bas, soit suffisante pour augmenter la vitesse du flot de retour afin d'établir un équilibre dynamique du transport des sédiments en direction et à partir du rivage. Le type de matériau qui compose la plage est important puisque l'eau s'infiltre beaucoup plus facilement dans une plage composée de graviers arrondis ou de galets que dans une plage de sables fins. La pente du front de plage peut donc être beaucoup plus importante dans le cas des plages de matériaux à grains grossiers à cause du flot de retour beaucoup plus faible qui leur est associé. Il existe cependant d'autres facteurs, car des plages de composition semblable peuvent avoir des pentes très différentes. Il semble que l'énergie des vagues qui arrivent soit également importante; plus les vagues sont puissantes, plus la pente de la plage est faible pour une granulométrie donnée. La pente de la vague, le stade de la marée et le niveau de la nappe phréatique de la plage contribuent également à son inclinaison. (La tension superficielle de l'eau percolée explique que le sable mouillé est plus compact et ferme que le sable sec; essayez donc de construire un château de sable avec du sable sec! Les fronts de berme de sable saturé peuvent être des structures verticales ou même en saillie de plusieurs centimètres de hauteur, alors que ceux composés de sable sec sont nécessairement arrondis).

Une plage donnée peut montrer, en plus des différences dans la granulométrie des sédiments avec d'autres plages, une gradation dans la grosseur des grains le long de son profil. Sur les nombreuses plages concaves de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, les matériaux qui composent les plages passent souvent des galets et des cailloux sur la *haute plage* en pente abrupte aux cailloux plus fins et aux sables sur les portions qui, en pente plus douce, se dirigent vers les eaux plus profondes, par exemple sur les plages China ou French. Sur les plages sableuses plates, une gradation se présente également, bien qu'il soit parfois impossible de la distinguer facilement à cause de la petite gamme de grosseurs des grains de sable; en général, la grosseur des grains est plus importante près des points de déferlement plongeant et décroît à la fois vers le large et vers la terre en passant par les zones de déferlement et de va-et-vient.

C'est dans la zone de déferlement que l'influence des vagues sur le profil de la plage est la plus marquée, car c'est là que les sédiments sont activement transportés vers la côte, vers le large ainsi que parallèlement à la ligne de rivage. Comme l'explique le chapitre 8, les vagues de la zone de déferlement sont responsables de la formation des dérives littorales (ou courants littoraux) et de leurs équivalents qui s'écoulent vers la mer, les courants sagittaux (ou courants d'arrachement). La largeur de la zone de déferlement dépend de la pente de la plage et, dans une certaine mesure, du stade de la marée. Les plages vastes et plates possèdent de larges zones de déferlement, tandis que celles en pente abrupte ont d'étroites zones de déferlement où les vagues se brisent près du rivage en engendrant un jet sur le front de plage. Les plages en pente modérément faible possèdent une zone de déferlement distincte à marée basse, stade où les vagues se brisent sur la portion extérieure de la plage; à marée haute, la zone de déferlement peut être inexistante. À cause du marnage important sur la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, il est possible de différencier une « plage de pleine mer » et une « plage de basse mer ». Parce que les vagues trient les sédiments selon leur granulométrie, la plage de pleine mer est en général composée de matériaux plus grossiers que la plage sableuse de basse mer.

La capacité de faire varier le profil entier de relativement abrupt lorsqu'il est engendré par la houle (en été) à plus adouci mais complexe lorsqu'il est produit par les tempêtes (en hiver) est sans doute l'effet le plus marqué des vagues sur les plages sableuses exposées (fig. 2.17). Le profil d'été se caractérise par une berme large et par l'absence d'une levée et d'un sillon de plage. Dans le cas du profil d'hiver, la plus grande partie du sable de la berme s'est déplacée vers le large pour former une barre (ou des barres sur des plages non soumises à la marée) parallèle à la ligne de rivage. Les vagues engendrent donc un déplacement annuel du sable, vers le large sur la barre en hiver, et vers la côte sur la berme en été. En hiver, le sable est arraché de la berme sous l'effet des ondes de tempête, phénomène qui s'accompagne d'un transport du sable vers la terre depuis l'extérieur de la zone de déferlement, et qui conduit à une convergence du sable pour former une barre importante dans la zone

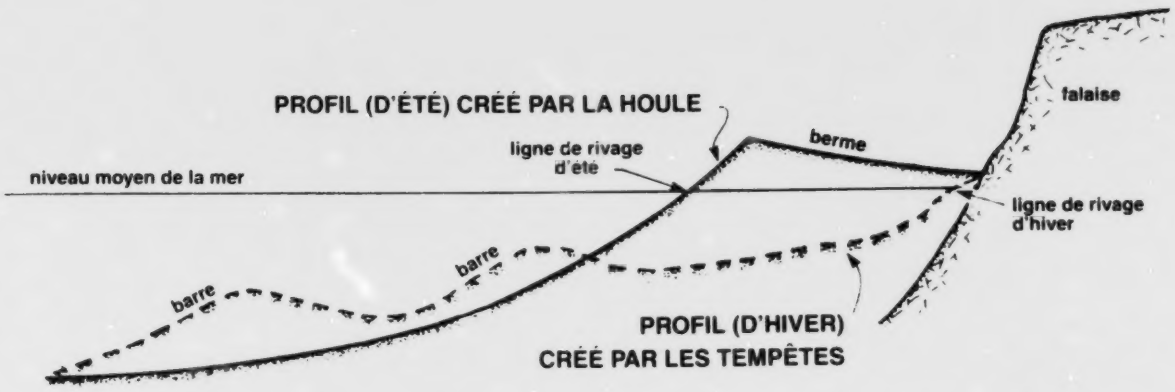


FIG 2.17 Profil engendré par la houle sur une plage. Les sables sont transportés sur le rivage lorsque la houle est faible (en été) et au large lorsque les vagues sont abruptes (en hiver).

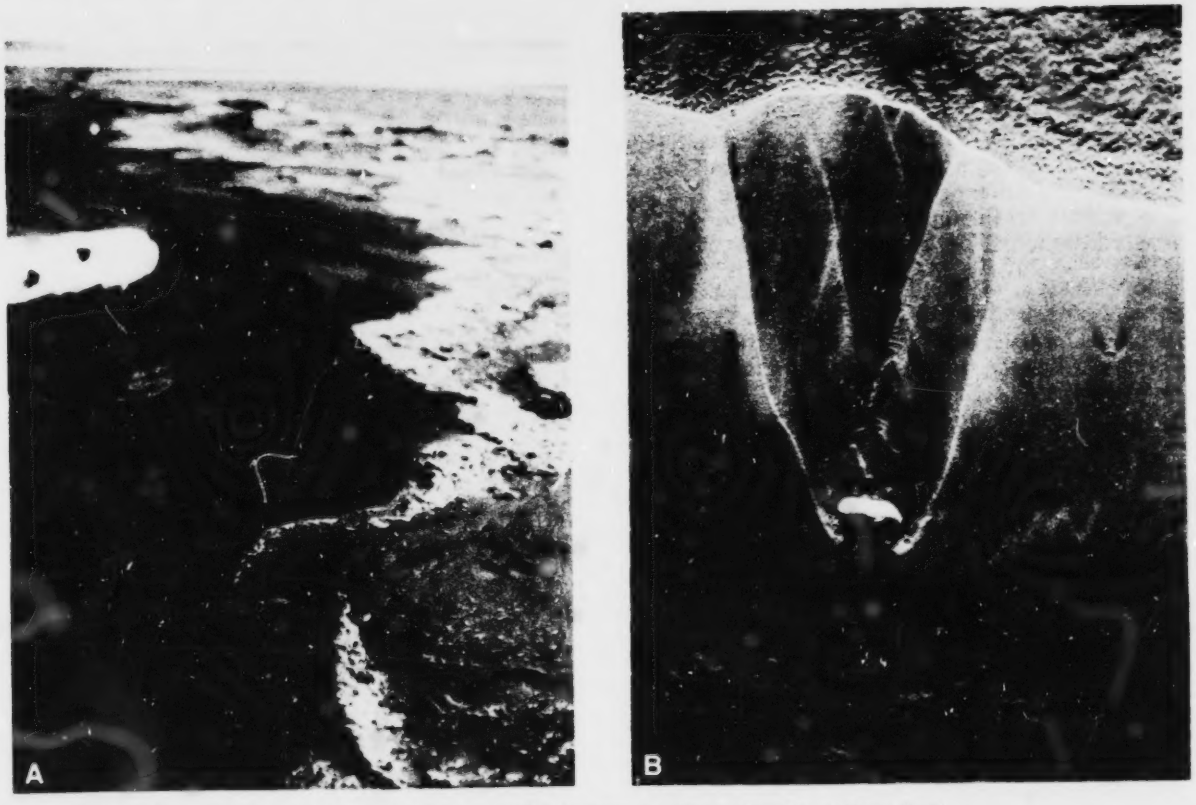


FIG 2.18 (A) Laisses. (B) Laisses en V du côté abrité d'un caillou de plage. La plume et l'ombre = 20 cm (8 po).

de déferlement. Ce processus peut être très rapide; de grosses mers peuvent en quelques heures causer une érosion appréciable du front de plage.

Pendant l'été, époque où la houle est moins forte, le sable est entraîné sous l'action des vagues vers la terre sur tout le profil de la plage, puis la barre d'avant-côte est érodée, et la berme, construite.

Les vents côtiers semblent également jouer un rôle important dans la formation du profil d'une plage. Les vents d'afflux, qui dominent généralement sur la côte, peuvent conduire à l'érosion du sable en le soufflant de la plage vers la terre et former des dunes. D'autre part, les vents de reflux transportent du sable de la mer vers la haute plage. De plus, les vents perpendiculaires à la côte engendrent des courants qui augmentent ou entravent le transport des matériaux de plage par les vagues dans la zone de déferlement. Les vents d'afflux créent un courant qui s'écoule vers la terre à la surface et un courant de compensation qui s'écoule vers la mer, près du fond, et qui emporte les matériaux de plage; par la même occasion, les vents de reflux créent un courant de fond vers la terre et, par la suite, transportent des matériaux de

plage vers la côte. La quantité de sédiments transportés de cette façon s'accroît avec l'intensité et la durée des vents.

Formes de plage mineures

La plupart des plages présentent diverses formations superficielles intéressantes. Comme elles sont le reflet de l'environnement de la plage, elles sont utiles au géologue qui étudie les dépôts de plage anciens.

Les minces lignes sinueuses ou crêtes irrégulières de sable fin, l'écume et les morceaux de débris qui forment le bord attaquant du jet de rive sur les plages sableuses sont connues sous le nom de laisses (fig. 2.18A). L'irrégularité de ces lignes est due à celle du jet de rive produit par chaque vague successive et à l'effacement partiel, par la vague suivante, de la laisse précédente. Parce que les matériaux se tiennent ensemble sous l'effet de la tension superficielle au bord antérieur de la zone de va-et-vient, les laisses tendent à se former sur la portion supérieure de la plage et non sur les portions inférieures plus humides.

Les laisses en V (fig. 2.18B) sont formées sous l'effet de la déviation du ressac autour de cailloux, de coquilles ou d'autres petits objets sur la plage. La figure 2.19 montre schématiquement comment le sable est d'abord creusé par des mouvements turbulents devant certains obstacles et par la vitesse accrue de l'eau qui se déploie en V, et est ensuite déposé dans le sillage de l'obstacle. Les rides de plage rhomboïdales (en forme de losange) (fig. 2.20) sont également des caractéristiques communes de la zone de va-et-vient sur les plages sableuses. Comme pour les laisses en V, l'une des pointes de chaque losange est orientée dans la direction du ressac. Parce que le courant trie les grains selon leur taille, ces structures présentent souvent une différenciation visible de la couleur; les minéraux lourds plus foncés se retrouvent dans les vides entre les grains de quartz plus clairs. La formation des rides rhomboïdales nécessite apparemment un ressac rapide de moins de 2 cm de profondeur, mais leur origine est encore incertaine.

On appelle rides de ressac (fig. 2.21) les séries de vagues et de creux de sable peu accentués, qui apparaissent sur la zone de va-et-vient des plages sableuses plates. La distance qui sépare les crêtes est en général de l'ordre de 50 cm ou moins et les hauteurs sont généralement inférieures à quelques centimètres. À marée descendante, l'eau est emprisonnée dans les creux, souvent bordés de matériaux plus foncés qui donnent à ces rides une allure de bandes.

Les rigoles (fig. 2.22) sont de petites formations dues à l'érosion, qui s'apparentent aux réseaux dendritiques de drainage produits par les cours d'eau ou par le ruissellement de l'eau de pluie le long d'une pente. Le sable transporté le long de rigoles vers la mer s'étale

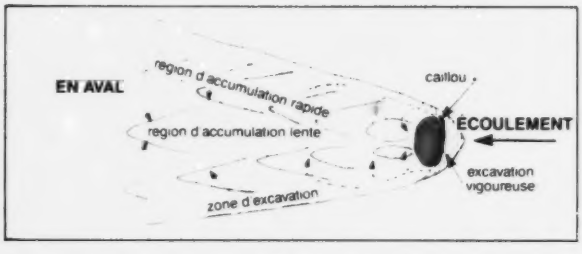


FIG 2.19 Zones d'excavation et d'accumulation associées à une laisse en V. (Tiré de Sengupta 1966)

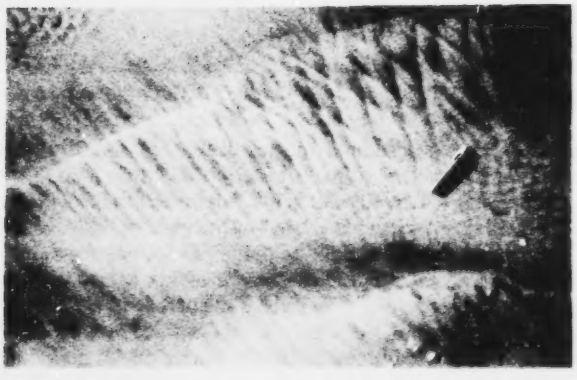


FIG. 2.20 Rides de plage rhomboïdales. Longueur du stylo = 13,5 cm (5,3 po).

FIG. 2.21 Rides de ressac à la plage Long, sur la côte ouest de l'île Vancouver, (A) la distance entre les creux est d'environ ½ m; (B) le morceau de bois mesure environ 3 m.

sous forme d'éventail lorsqu'il atteint une portion plane de la plage, de la même façon que des sédiments portés par des cours d'eaux se déploient lorsqu'ils rejoignent une vallée. Les rigoles sont apparemment produites par des accumulations de l'eau qui s'est infiltrée dans la plage et suinte à marée basse. Les dômes de sable sont de petits monticules sur une plage plane, créés par l'air emprisonné dans le sable; l'air s'échappe lorsque le jet de rive s'infiltre dans le sable sec. De petits trous qui ressemblent à ceux faits par des talitres se créent lorsque de l'air s'échappe du sable mouillé dans la zone de va-et-vient.

D'autres types de rides couramment rencontrés sur les plages comprennent les rides d'oscillation, formées par le mouvement de va-et-vient sous les vagues, et les rides de courant produites par un écoulement dans diverses directions, tels les dérives littorales, les courants sagittaux ou les courants de marée. Les premières montrent des crêtes symétriques et des creux arrondis d'orientation parallèle à la ligne de rivage (c'est-à-dire perpendiculaire à la direction des vagues), alors que les derniers sont asymétriques et présentent des pentes faibles vers l'amont du courant et fortes vers l'aval de l'écoulement (fig. 2.23). Les rides de courant typiques sont orientées obliquement à la ligne de rivage puisque les courants ont tendance à s'aligner parallèlement à la

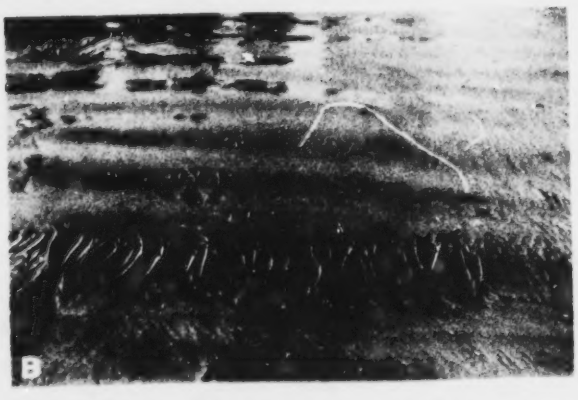


FIG. 2.22 (A) Détails de rigoles, (B) séries de rigoles.

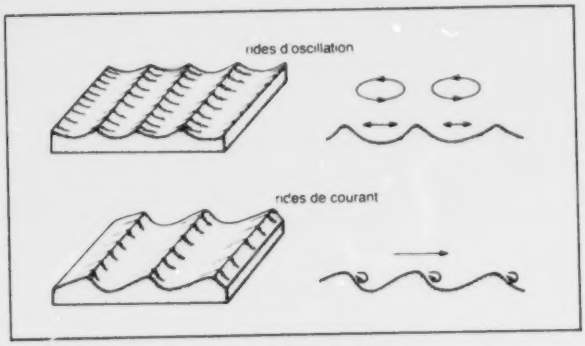


FIG. 2.23 Rides d'oscillation et rides de courant.

côte; aux endroits où les rides de courant mènent à la mer, cependant, les rides s'alignent plutôt selon la direction de la côte. Les rides des deux types sont souvent exposées à marée basse sur des battures considérables, tel le delta du fleuve Fraser, où à cause de leur taille importante (100 m ou plus d'une crête à l'autre et jusqu'à 1 m de hauteur), on les nomme mégarides. Ces vagues de sable ne sont pas immobiles, mais migrent lentement dans la direction de l'écoulement dominant, vers l'aval et vers l'amont.

Lors d'une récente étude géologique sous-marine sur la plate-forme continentale au large de la côte nord-ouest de l'île Vancouver à bord du submersible *Pisces IV*, des géologues ont observé plus attentivement, à des profondeurs de 100 m, les rides d'oscillation considérables qui étaient orientées parallèlement à la côte. Ces rides de débris de coquilles carbonatées et de sables et cailloux volcaniques étaient distantes d'environ 100 cm et hautes de plus de 15 cm, et avaient des crêtes arrondies et des creux presque plats (fig. 2.24). Des calculs ont montré que ces rides profondes sont probablement causées par de longues houles de 10 à 15 m de hauteur créées par des tempêtes et provenant du sud-ouest. Au sommet des rides, des rides plus petites superposées obliquement sont probablement créées par les puissants courants de marée qui s'écoulent parallèlement à l'île Vancouver. Des rides semblables ont été observées à des profondeurs de 125 m sur la plate-forme continentale de l'Oregon.

Les rides de sable situées au-dessus de la laisse de haute mer sont créées par les vents côtiers. L'orientation de ces formations dépend de la direction du vent dominant; les crêtes des rides peuvent donc être alignées selon des directions variables par rapport à la ligne de rivage. Les rides engendrées par le vent sont généralement asymétriques, en pente faible du côté du vent et en pente

FIG. 2.24 Rides d'oscillation à des profondeurs de 90 m au large de la côte ouest de l'île Vancouver, photographiées à partir du submersible *Pisces IV*, juin 1977. Les rides font 30 cm de hauteur, sont espacées d'environ 30 à 60 cm et sont orientées parallèlement à la côte. Les débris grossiers de coquilles carbonatées se concentrent dans les creux et les carbonates plus fins s'étendent sur les flancs et les crêtes. De petites rides de courant se distinguent sur les flancs, à angle droit des rides hôtes. La chimère mesure environ 30 cm de longueur. (Tiré de Yorath *et al.* 1979)

forte du côté opposé. Leur longueur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres (comme pour les dunes). Fréquemment, il existe, sur des monticules isolés peu élevés, des rides qui sont séparées par des zones de sable relativement planes (fig. 2.25). Des rides miniatures à l'abri du vent, de quelques centimètres de long, se forment souvent sous le vent de bois flottés, de cailloux, de coquilles ou d'autres objets dont l'axe de la crête est aligné parallèlement à la direction du vent dominant.

FIG. 2.25 Rides de sable créées par le vent au-dessus du niveau de la pleine mer supérieure à la baie Cox, au sud de Tofino, sur la côte ouest de l'île Vancouver. Le morceau de bois en bas à droite mesure environ 15 cm (6 po) de long. (Photographie de l'auteur)

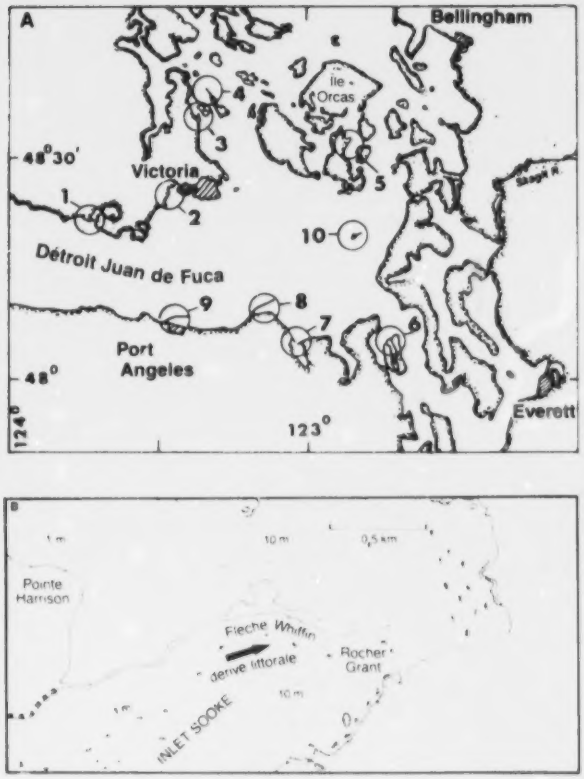
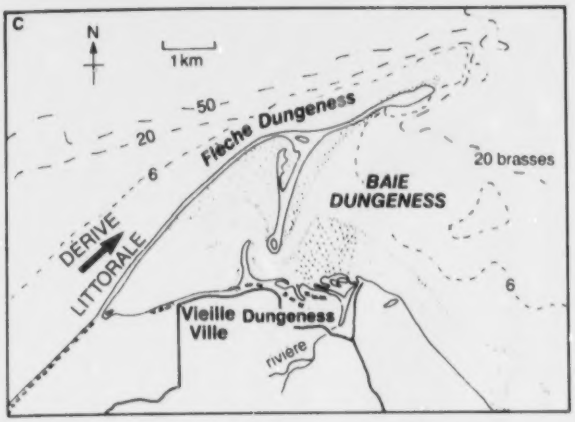


FIG. 2.26 Flèches remarquables du secteur est du détroit Juan de Fuca (A) 1. Flèche Whiffin; 2. Flèche de la lagune Esquimalt (Cobourg); 3. Flèche Cordova; 4. Flèche Sidney; 5. Flèche Spencer; 6. Flèche (île Marrowstone); 7. Flèche Gibson; 8. Flèche Dungeness; 9. Cap-pointe Ediz; 10. Flèche de l'île Smith; et agrandissement de la flèche Whiffin (B).

Flèches et croissants de plage

Une flèche (ou un cap-pointe) est une plage dont l'une des extrémités est rattachée à la rive alors que l'autre se termine librement en crochet ou en recourbure (fig. 2.26). La flèche s'allonge dans la direction de la dérive littorale des sédiments et peut être l'extension, le long du rivage, d'une plage existante ou être alignée en travers de la direction des vagues dominantes. Les flèches se retrouvent généralement sur les côtes irrégulières où elles croissent souvent en travers de l'entrée de baies et de l'embouchure de cours d'eau qu'elles étendent dans la direction de la dérive littorale. Les flèches parviennent ainsi à régulariser le trait de côte. Quelques-uns des exemples les plus frappants de flèches (de même que ceux de la figure 2.26) comprennent les flèches Rose et Sand dans les îles Reine-Charlotte, le cap-pointe Ediz et la flèche de l'île Smith (fig. 2.27) du secteur est du détroit Juan de Fuca, la flèche Goose (pl. 5) près de Comox, et la flèche Rebecca sur l'île Quadra. La baie Sequim, au sud-est de Dungeness, est un exemple d'une anse qui a été presque totalement coupée de la mer par la formation de deux flèches à son entrée.

Le cap-pointe Ediz (fig. 2.28) est un exemple classique pour illustrer la façon dont les flèches évoluent et les



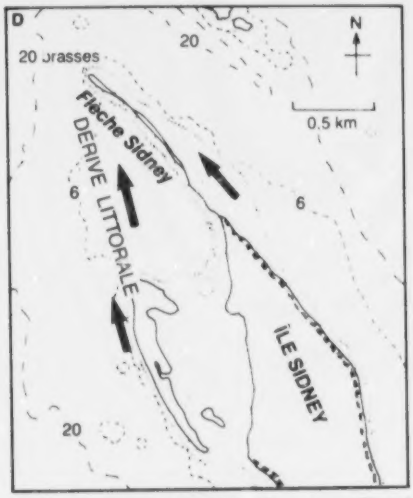


FIG. 2.26 Agrandissements de la flèche Dungeness (C) et de la flèche Sidney (D).

effets que l'homme peut, sans le savoir, avoir sur leur stabilité. La formation de cette flèche débuta il y a environ 14 000 ans, au moment où les glaciers commencèrent à se retirer du détroit Juan de Fuca où le niveau local de la mer se situait environ 30 m plus bas que celui d'aujourd'hui. À mesure que la glace fondit et que le niveau de la mer s'éleva, la rivière Elwha, à 13 km à l'ouest de Port Angeles, se fraya un chemin à travers les dépôts glaciaires et transporta du sable et du gravier jusqu'au détroit. Ces sédiments furent ensuite transportés vers l'est par le courant littoral dominant sous l'action des vents et des vagues qui se dirigeaient vers la tête du détroit; ainsi, le delta de la rivière engraissa vers l'est (fig. 2.28A). Le niveau de la mer continua de s'élever, et d'autres sédiments s'ajoutèrent à la dérive littorale par suite de l'érosion des falaises adjacentes. Il en résulta de petites flèches à l'est du delta, précurseurs du cap-pointe d'aujourd'hui (fig. 2.28B). L'engraissement du cap-pointe Ediz commença vraiment lorsque le niveau de la mer eut atteint approximativement son niveau actuel, il y a quelques milliers d'années. Grâce à l'accumulation continuelle de matériaux venant de la rivière Elwha et de l'érosion des falaises, la flèche engraissa vers l'est

FIG. 2.27 La flèche de l'île Smith, à l'est du détroit Juan de Fuca; vue vers l'est.

comme prolongement naturel de la ligne de rivage, qui bifurque abruptement vers le sud-est à la base de la flèche (fig. 2.28C). Au moment où les falaises s'érodaient vers le sud, la base ouest de la flèche migrait également vers le sud. En outre, les vagues ont troué périodiquement la flèche et transporté les sables vers son côté interne par « débordement », processus qui a élargi le cap-pointe. Jusqu'à récemment, de nouveaux matériaux provenaient de l'ouest pour remplir les brèches et permettre au cap-pointe de s'accroître vers l'est d'environ 100 m par siècle.

Aujourd'hui, le cap-pointe Ediz s'étend sur environ 6,5 km dans le détroit Juan de Fuca et mesure en moyenne 4,2 km de hauteur; sa largeur varie de 90 m à l'ouest à 27 m en son milieu, puis s'élargit à 225 m à l'extrémité est. Le cap-pointe Ediz forme un brise-lames naturel au port de Port Angeles et est occupé par une station de sauvetage air-mer de la Garde côtière des États-Unis ainsi que par une papeterie. Pourtant, la flèche est en danger. Des événements récents ont montré que ses fondations sont susceptibles d'être fortement endommagées de façon permanente par les ondes de tempête dans le détroit Juan de Fuca; à moins que des mesures ne soient prises pour la protéger, la flèche sera à la longue totalement emportée par les eaux.

Les problèmes commencèrent en 1911 lors de l'achèvement d'un réservoir pour Port Angeles sur la rivière Elwha, ce qui élimina pratiquement tous les sédiments de fond, estimés à 38 000 m^3/an, que la rivière charriait puis déversait dans le détroit. Plus tard, en 1930, un pipeline d'approvisionnement en eau fut établi le long de la base des falaises entre l'embouchure de la

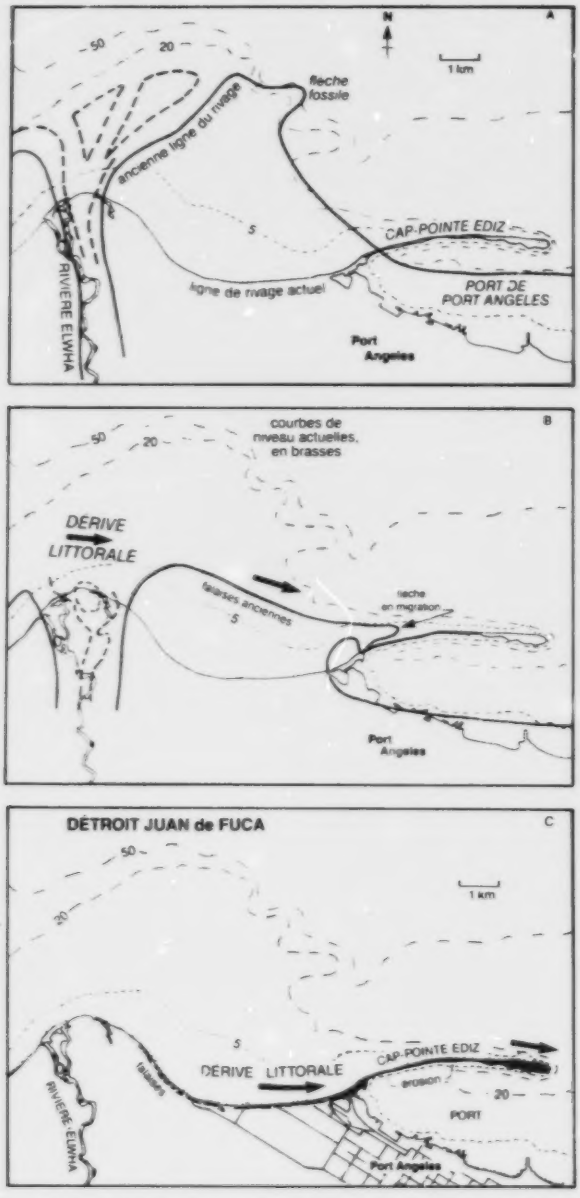


FIG. 2.28 Évolution du cap-pointe Ediz (voir la fig. 2.26). Il y a environ 14 000 ans, époque où le niveau local de la mer était à 30 m sous le niveau actuel (A), la dérive littorale vers l'est commença à construire des flèches en aval de la rivière Elwha; (B) les falaises à l'est de la rivière furent érodées vers le sud à mesure que la flèche qui devint le cap-pointe Ediz migra vers l'est et le sud; (C) la flèche d'aujourd'hui forme le port naturel de la ville de Port Angeles. (Profondeurs en brasses) (Tiré du U.S. Army Corps of Engineers, 1976, et de la Carte hydrographique du Canada 3448)

rivière et le cap-pointe Ediz. Afin de prévenir les bris dans le pipeline, des roches et des palplanches de métal furent ajoutées pour protéger la formation et permirent de réduire d'un facteur de 3 les 215 000 m³ de sédiments qui étaient annuellement arrachés des falaises. D'autres mesures de protection, prises en 1961, ont permis de réduire l'érosion; ce qui, en plus du barrage de retenue, a entraîné une baisse de 75 % de la quantité de matériaux qui alimentaient la flèche. Malheureusement, le courant littoral engendré par les vagues, qui transportait toujours de grandes quantités de sédiments vers l'est, a commencé à éroder la flèche puisqu'il ne pouvait plus s'approvisionner à même les dépôts fluviaux ou les falaises. Selon le U.S. Army Corps of Engineers, « le cap-pointe Ediz est soumis à une érosion intense à cause du manque de matériaux adéquats pour l'alimenter et est en danger imminent de se rompre de façon permanente ... La rupture du cap-poine empêcherait l'accès par les terres à la base de la Garde côtière des É.-U. et entraînerait son déménagement. La protection du brise-lames de Port Angeles serait également détruite, rendant l'endroit inutilisable comme port en eau profonde ». Quelles sont les solution proposées? Premièrement, construire un revêtement rocheux (mur de soutènement) de 2 m d'épaisseur au sommet, à 5 m au-dessus du niveau de la basse mer, le long du côté nord de la flèche. Puis, alimenter en sable la flèche du côté de la mer en quantité suffisante (environ 83 000 m³) pour hausser le profil de la plage de façon à prévenir l'affouillement ou le creusement initial à la base du revêtement. Finalement, acheminer par camion 10 000 m³/an de matériaux supplémentaires afin que se maintienne un profil de plage stable. Les coûts atteindraient des millions de dollars, et il n'y aurait aucune garantie de succès. Saurons-nous réparer les torts faits par notre intervention dans les processus naturels responsables de la formation des plages? Qui vivra verra!

Les croissants de plage sont des festons le long de la ligne de rivage, sur des crêtes ou des monticules de sable ou de gravier, qui s'avancent vers la mer et sont séparés par de petites échancrures arrondies. Ces formations peuvent être isolées, mais elles se présentent le plus souvent le long du rivage en séries à espacement relativement uniforme (fig. 2.29). Les croissants de plage se forment de préférence sur des plages à sable grossier et à gravier plutôt que sur les plages à sable fin, où ils ont tendance à être rares. Ils se forment également plus facilement là où les vagues heurtent la rive de plein fouet et sont plus communs dans les échancrures côtières que sur les longues plages, où ils sont souvent oblitérés par les dérives littorales et par les brisants qui déferlent en diagonale. L'espacement entre les croissants de plage est directement proportionnel à la hauteur des vagues qui les produisent (une vague de hauteur double produit un espacement double) et varie d'environ 1 m au moins sur les plages à courtes vagues faibles à 60 m sur les plages exposées à de puissants brisants. Parfois, des reliques très espacées sont laissées par des ondes de tempête sur les plus hauts niveaux d'une plage au moment même où des croissants plus rapprochés sont créés au niveau inférieur par des vagues plus petites.

Les crêtes des croissants sont généralement composées de matériaux plus grossiers que ne le sont les creux (fig. 2.29); une décroissance dans la granulométrie des sédiments, due principalement à la perméabilité plus importante des matériaux grossiers, se manifeste le long de la crête. Lorsque les grains les plus grossiers se sont accumulés en crêtes relativement abruptes sous l'action de jet de rive, la percolation rapide en amoindrit le

FIG. 2.29 Croissant de plage. Plage French, près de la pointe No Point, à l'ouest du détroit Juan de Fuca, en février 1978. Les crêtes sont formées de graviers et de cailloux grossiers, les creux adjacents, surtout de graviers et de sable fin. (Pour une vue aérienne des croissants, voir la figure 2.32)

transport vers la mer ou le déplacement vers les creux par le flot de retour. Les croissants atteignent leur développement maximum pendant la période de transition du profil de plage d'hiver à celui d'été, et sont souvent détruits lors de la transition inverse. La raison pour laquelle ils sont espacés de façon si régulière commence tout juste à être éclaircie; selon les plus récentes théories, les croissants de plage sont formés le long du rivage sous l'effet de cellules persistantes de circulation littorale. Ces cellules de courant sont à leur tour engendrées par l'interaction des vagues de surface arrivantes et d'un autre type de vague, appelée onde de bord, faible oscillation de la surface de la mer, invisible à l'oeil nu et dont les crêtes et les creux sont perpendiculaires à la ligne de rivage plutôt que parallèles à celle-ci, comme dans le cas des vagues ordinaires. Plus simplement, les crêtes et les creux de l'onde de bord, espacés de façon uniforme, modifient les brisants le long de la plage de telle sorte que le jet de rive se concentre et forme les crêtes des croissants puis diverge pour former, à intervalles réguliers, les creux des croissants. Les ondes de bord feront l'objet d'une discussion dans la section du chapitre 8 qui traite des courants sagittaux.

Des falaises aux battures

Beaucoup d'endroits sur la côte ouest sont bordés de falaises verticales ou quasi verticales qui, souvent, plongent de façon abrupte sous le niveau de l'action des vagues sans passer par une haute plage. Dans les fjords et les chenaux communicants des eaux côtières abritées se dressent des escarpements de dizaines de mètres de hauteur, où des glaciers considérables se frayèrent autrefois un chemin vers la mer en suivant les vallées existantes. L'érosion de ces falaises a généralement été minime à cause de la résistance de la roche et de la faible énergie des vagues. À maints endroits, de grands navires peuvent s'approcher du bord de la falaise sans risquer de s'échouer. Aujourd'hui, il arrive que des cours d'eau de vallées tronquées pendant la formation des falaises littorales tombent en chutes du haut de vallées suspendues (fig. 2.8). Les falaises découpées dans les roches sédimentaires de faible résistance, sous-jacentes au détroit de Géorgie et aux îles Gulf, du côté de l'île Vancouver, sont souvent sapées sous la laisse de haute mer par l'action des vagues et des courants. Dans la passe Active, les falaises qui bordent les îles Galiano et Mayne ont été affouillées d'environ 1 m; le processus s'est probablement accéléré ces dernières années par les sillages des navires et des traversiers. L'érosion par les vagues dans de tels cas est due en partie à la pression hydraulique exercée pendant l'impact, qui peut être considérable lorsque des vagues puissantes heurtent la falaise de plein fouet.

Les falaises sur la rive ouest du détroit de Géorgie, dans les îles Gulf et San Juan, et sur la côte extérieure sont souvent bordées par des plates-formes d'abrasion littorale en pente faible, découvertes partiellement à marée basse (fig. 2.30). L'érosion de ces falaises est accentuée par l'action abrasive des fragments de sable et de roche projetés sur les falaises par les vagues qui déferlent au-dessus des plates-formes adjacentes. De hautes falaises spectaculaires sont situées dans les îles San Juan et à l'est du détroit Juan de Fuca (p. ex., l'île Smith, l'île Whidbey et la côte immédiatement à l'ouest de Port Angeles).

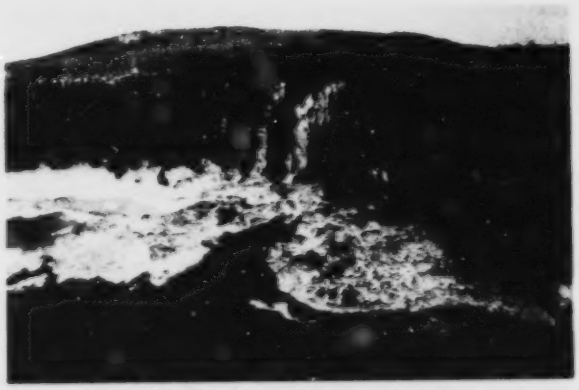


FIG. 2.30 Plate-forme d'abrasion littorale, sur la côte ouest de l'île Graham, îles Reine-Charlotte. (Avec l'autorisation de C. Yorath)

Les vagues exploitent les faiblesses des falaises et excavent des grottes littorales et des galeries. (Les galeries creusées dans le grès de l'île Gabriola ont été utilisées comme caches par les explorateurs espagnols.) L'excavation de plates-formes d'abrasion littorale peut également former des étangs à marée comme celles de la plage Botanical près de la rivière Jordan du côté canadien du détroit Juan de Fuca. Elles contiennent une flore marine colorée de toute beauté. Des zones de fracture qui coupent à angle droit le rivage rocheux du détroit Juan de Fuca ainsi que la côte extérieure ont également permis aux brisants de pénétrer à l'intérieur des terres, le long de minces crevasses abruptes. L'abondance de ces crevasses de même que les basses falaises et une végétation côtière dense font de la marche sur la Piste de randonnée de la côte ouest une expérience intéressante et stimulante. Une autre forme d'érosion com-

mune à la côte ouest est le pilier, formé lorsque des portions plus résistantes d'une falaise demeurent debout dans la zone de déferlement, mais séparé de la falaise en recul (fig. 2.31). Les aiguilles rocheuses au large de la plage Long, le rocher Duncan du côté mer du cap Flattery et le rocher Siwash au large du parc Stanley à Vancouver en sont des exemples. Les ponts naturels sont des formes d'érosion beaucoup plus rares, dans lesquelles les vagues ont creusé un trou malgré la résistance du promontoire (pl. 6). De tels reliefs se retrouvent fréquemment le long de la côte accidentée de l'État de l'Oregon. Dans certaines conditions, des rochers ou des îles au large se rattachent à la terre ferme par une flèche ou un dépôt en forme de croissant, un tombolo, terme originaire d'Italie, où de telles formations sont très bien dévelopées. L'un des sites les plus connus du Canada, le rocher Percé sur la côte Atlantique du Québec, est relié à la terre ferme par un tombolo. Il y a de nombreux tombolos sur la côte ouest de l'île Vancouver et de la péninsule Olympic, de même que dans les eaux côtières protégées. L'île Fisgard, au large d'Esquimalt, l'îlot Whyte, près du parc Whytecliff à West Vancouver, et l'île Isabelle, au sud de l'île Saltspring, sont des exemples d'îles reliées à des tombolos. La figure 2.32 offre un excellent exemple de tombolo.

À l'exception des hautes falaises, des grandes flèches de sable et des petites lagunes de l'extrémité est du détroit Juan de Fuca, la majeure partie de la dépression de Géorgie se caractérise par un relief côtier bas et par un rivage très résistant. Les rives de l'environnement à vagues relativement faibles qui s'étend du détroit de la Reine-Charlotte au détroit de Puget en passant par le détroit de Géorgie se composent généralement de plates-formes intertidales rocheuses qui font jusqu'à 300 m de largeur et ont des hautes plages couvertes de forêts épaisses qui s'étendent jusqu'à la laisse de haute mer. D'importants lits de varech poussent fréquemment dans les régions moins profondes et bien protégées des plates-formes; de grandes accumulations de morceaux de bois isolés se retrouvent souvent sur la haute plage. Comme mentionné précédemment, les sédiments érodés sont relativement peu nombreux, sauf dans la région des embouchures des cours d'eau, et limitent donc les plages à des plages concaves formées entre des caps résistants adjacents à des dépôts glaciaires non consolidés et à des roches érodables. Là où les ruisseaux, les rivières ou les fleuves pénètrent dans les eaux marines, des battures deltaïques de vase et de sable se forment; l'étendue des deltas est limitée en partie par le degré de protection des vagues et des courants.

Dans les eaux moins abritées, l'action des vagues modifie la haute plage des plates-formes intertidales plus facilement et les falaises sont plus accusées. La portion ouest du détroit Juan de Fuca, par exemple, se caractérise par de basses plates-formes rocheuses qui font jusqu'à 200 m de largeur et par des à-pic érodés par les vagues, qui atteignent 20 m de hauteur (fig. 2.33). De faibles quantités de sédiments se sont accumulés sur de petites plages concaves, et des bois flottés ont été déposés à la laisse de haute mer. Des ondes de tempête ont entraîné, dans ces régions, le recul de la limite des arbres sur les rivages en pente douce; les lits de varech sont confinés aux régions protégées. De petites rivières qui s'écoulent dans le détroit sont tronquées par des barres qui traversent leurs embouchures; les deltas sont d'étendue limitée.

À part l'étroite plaine côtière de 20 km de largeur dans la région de la baie Barkley dans le centre-ouest de l'île Vancouver et quelques plages isolées, les côtes extérieures de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington se composent de roches volcaniques résistantes et prolongent les chaînes de montagnes côtières

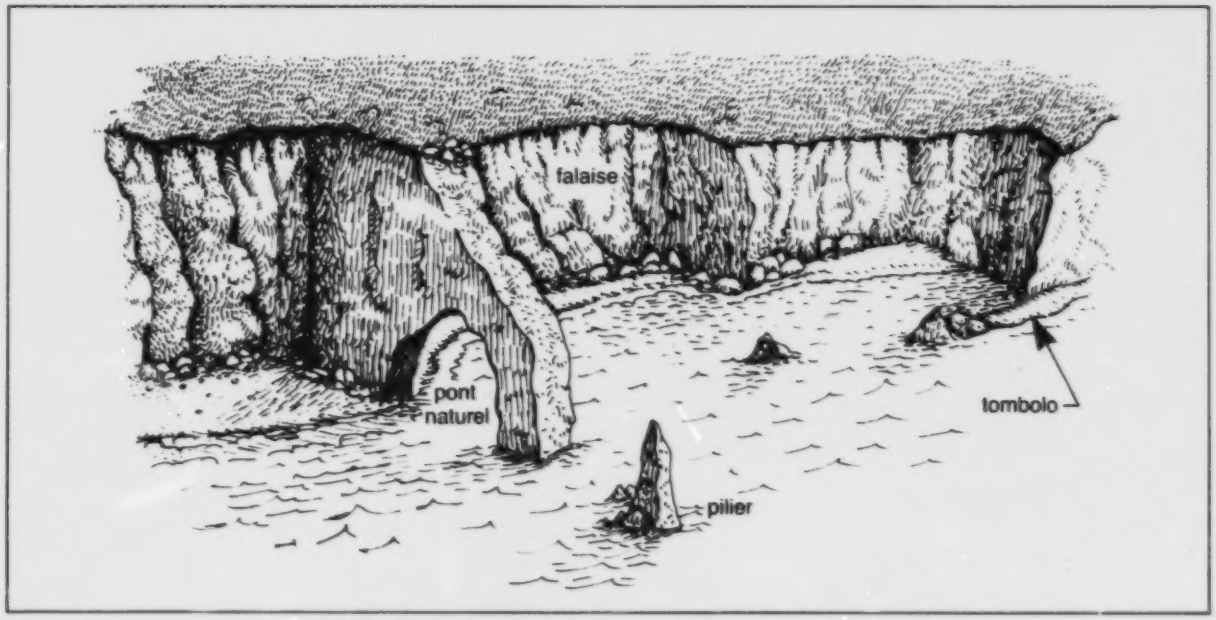


FIG. 2.31 Formes côtières. (Voir également la figure 2.32 et la planche 6)

FIG. 2.32 Tombolo qui relie l'île Frank à la péninsule Esowista, juste au sud de Tofino sur la côte extérieure de l'île Vancouver. Les vagues déferlantes sont déviées autour de l'île-barrière et créent une dérive littorale qui transporte les sédiments du côté abrité de l'île. La flèche ainsi produite s'est engraissée vers la mer jusqu'à ce qu'elle atteigne l'île. Remarquez également les croissants de plage le long de la rive nord (en haut de la figure) du tombolo. (Photographie aérienne du gouvernement de la Colombie-Britannique 1969)

FIG. 2.33 Plate-forme rocheuse intermaréale et falaise près de la pointe No Point, à l'ouest du détroit Juan de Fuca. Vue vers l'ouest. Plage concave à droite du centre de la photographie. (Photo de l'auteur)

qui atteignent 1 000 m de hauteur à moins de 10 km de la côte. Une glaciation considérable, suivie de l'ennoyage de la côte à la fin de la dernière période glaciaire, a créé une ligne de rivage irrégulière et complexe, aux fjords abrupts, aux groupes d'îles morcelés et aux larges plates-formes intermaréales inondées et parsemées de nombreux hauts-fonds et rochers isolés au large. Les portions de la côte qui font face à la mer sont exposées aux vagues à grande énergie du Pacifique Nord et à l'attaque d'énormes brisants engendrés par les tempêtes. Bien que les falaises élevées soient rares (excepté sur la côte ouest des îles Moresby et Graham dans les îles Reine-Charlotte, où elles peuvent atteindre 150 m de hauteur), les pentes abruptes et les à-pic bas et affouillés abondent et présentent d'étroites plages de sables ou de cailloux et de galets près du niveau de pleine mer. L'accumulation de bois, de fragments de coraux et d'autres débris sur ces plages font les délices des batteurs de grève Du côté abrité de beaucoup d'îles au large et dans des régions protégées de la baie Barkley et de nombreux fjords, les effets des vagues sont considérablement amoindris et les arbres peuvent pousser jusqu'au niveau de la pleine mer. Près de la côte, là où les glaciers ont déposé de larges accumulations de sédiments faiblement consolidés, l'érosion par les vagues et d'autres processus naturels ont créé, entre les caps plus résistants, de larges plages plates et étendues de sable fin. Généralement, les plages les plus grandes ont une longueur d'environ 10 km et s'étendent sur 200 à 300 m vers le large. L'arrière de la plage Long est parsemé de bois et de basses dunes ou falaises couvertes de végétation. Tout près, dans les sections plus calmes de la baie d'Orice, de larges vasières se sont formées.

À l'exception des régions au nord et à l'est de l'île Graham, les côtes du bassin Reine-Charlotte, du détroit d'Hécate et de l'entrée Dixon ressemblent à celles plus au sud, c'est-à-dire qu'elles se composent soit de rivages rocheux peu élevés, adjacents à des environnements où l'énergie des vagues est forte, soit de falaises escarpées, bordées d'environnements où l'énergie des vagues est faible, comme dans des fjords et dans des chenaux communicants intérieurs. La plupart des plages sont petites et composées de matériaux de la taille de cailloux et de galets. Cependant, les rivages nord et est de l'île Graham portent une plaine basse, en pente douce, de moins de 200 m de hauteur, composée de vase, de sable et de graviers bien à mal consolidés, déposés par d'anciens ruisseaux qui s'écoulaient des glaciers recouvrant les monts de la Reine-Charlotte. Des sédiments aujourd'hui arrachés des falaises adjacentes par les vagues sont transportés dans la zone littorale vers la pointe Rose, où ils se sont accumulés pour former de larges plages sableuses sur la rive nord et des plages plus étroites de graviers grossiers sur la rive est. Des cartes hydrographiques de cette région indiquent une zone considérable où des profondeurs de moins de 50 m s'étendent presque de l'île Graham au continent, à près de 50 km de là. Dans cette région, la houle peut atteindre, pendant un coup de vent du sud-est, des hauteurs impressionnantes; les opérateurs de petites embarcations devraient donc s'informer des prévisions maritimes avant de s'y risquer.

La plus grande partie des sédiments meubles de la zone voisine de la côte se trouvent dans les deltas formés aux embouchures des ruisseaux, des rivières et des fleuves. De petits deltas bien délimités sont situés à la tête d'inlets et de certains détroits et le long de certaines sections d'échancrures côtières. Des deltas considérables se forment aux embouchures des cours d'eau importants qui drainent de vastes régions de l'arrière-pays du Pacifique. L'étendue d'un delta donné est déterminée par le volume de sédiments transporté par le cours d'eau vers la mer, par la quantité de sédiments arrachés sous l'action des vents, des vagues et des courants locaux, et par la topographie du bassin dans lequel se déverse le cours d'eau. Des limons et des sables fluviaux sont transportés vers l'aval sous forme de charge en suspension ou sont traînés sur le fond des chenaux principaux sous forme de charriage. Dans les plus importants cours d'eau navigables de la côte (la rivière Skeena, le fleuve Fraser et le fleuve Columbia), le charriage se trouve souvent sous forme de vagues de sable en migration vers la mer, qui peuvent perturber les opérations courantes de dragage et amener des changements rapides de la profondeur du chenal. Des vagues de fond de 4,5 m de hauteur et aux crêtes espacées de 150 m ont été observées en aval du tunnel George Massey (île Deas) dans le Fraser. Le taux de migration vers l'aval de ces vagues de sable atteignait 75m/jour. Dans les cours d'eau importants de la côte, alimentés en eau de fonte, la charge annuelle en sédiments est dispersée, le plus souvent par l'entremise de systèmes de distribution deltaïques pendant la période d'écoulement maximal, de mai à juillet. Dans le Fraser, d'énormes quantités de sédiments (environ 20 000 000 t) sont charriées annuellement; cette quantité est faible comparé aux 275 000 000 t transportées annuellement par l'un des cours d'eau les plus importants du monde, le Mississippi, ou encore les 200 000 000 t transportées par le Mackenzie.

Un delta typique se compose de battures vaseuses et sableuses en pente très faible entre la limite côté mer du

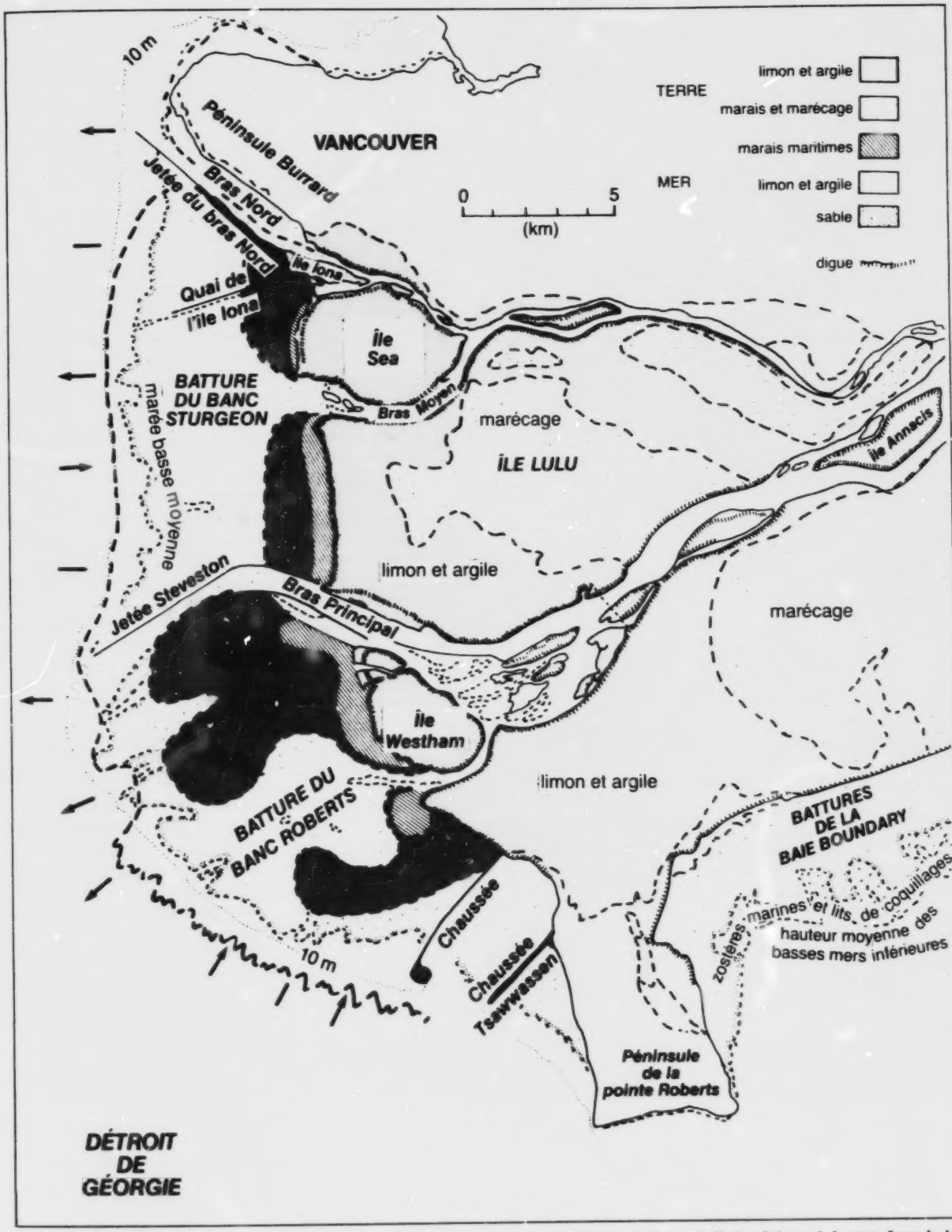


FIG. 2.34 Carte géologique du delta du fleuve Fraser. Les lignes discontinues en caractère gras indiquent la limite côté mer de la pente frontale du delta. Les flèches montrent la direction de l'avancée ou du recul du front du delta; les traits continus indiquent qu'il n'y a pas eu de changement. (D'après Hoos et Packman 1974)

front du delta, et la limite côté mer des marais maritimes et des dunes de sable de la haute plage (fig. 2.34). Des bois flottés et d'autres débris s'accumulent souvent sur le bord antérieur de la laisse de haute mer. Dans bien des cas, des digues et des matériaux de remplissage ont été utilisés pour récupérer la région marécageuse (p. ex., dans les municipalités de Richmond et de Delta à l'embouchure du Fraser); des jetées et des guideaux ont modifié le remodelage naturel du delta.

Malgré leurs pentes extrêmement faibles, les battures sont loin d'être planes. Non seulement les chenaux dendritiques de drainage et leurs défluents traversent les battures en changeant constamment de position, mais la redistribution des sédiments superficiels par les vagues, les courants de marée et l'écoulement fluvial crée diverses rides de sable migrantes. Celles-ci peuvent présenter des crêtes symétriques, formées par les vagues, ou des crêtes asymétriques, formées par les courants. Des mégarides ayant de 50 à 100 m de longueur et jusqu'à 2 m de hauteur s'édifient fréquemment sur les battures sableuses du Fraser et sont particulièrement bien formées entre les jetées Iona et du bras nord et le long de la bordure nord de la jetée Steveston (fig. 2.35).

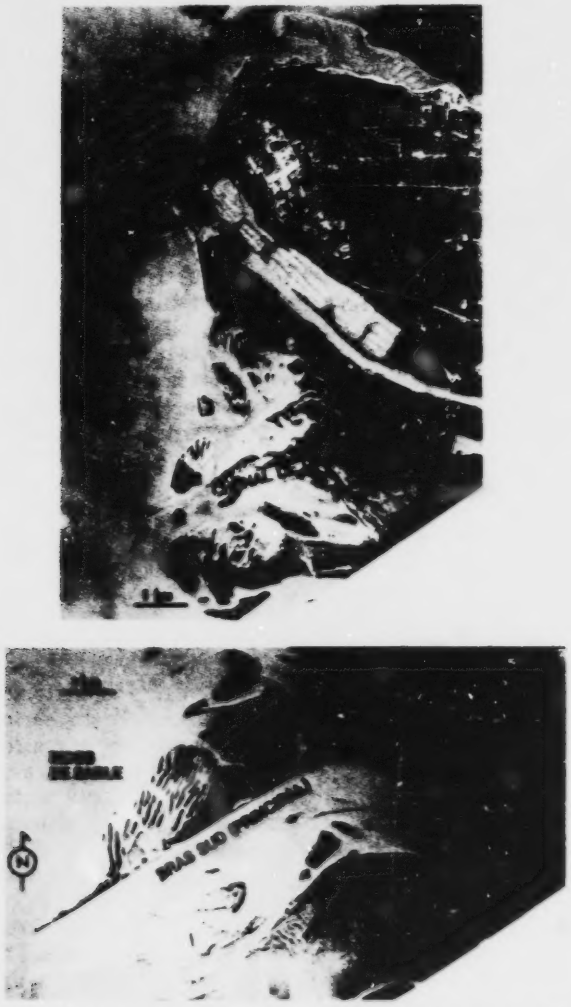


FIG. 2.35 Mégarides sur les battures du Fraser. (A) à proximité de la jetée du bras nord; (B) jetée Steveston (voir fig. 2.34). L'espacement des rides est d'environ 100 m; les hauteurs sont de 1 m au moins. (Avec l'autorisation de J. Luternauer)

Ouvrages à la mer

Les mécanismes naturels d'érosion et d'accumulation, en plus des processus de redistribution, modifient peu à peu la côte. Souvent, ces changements sont en conflit avec les besoins de l'homme, qui tente de modifier les mécanismes naturels en construisant, au voisinage de la côte, des ouvrages qu'il croit appropriés. De tels ouvrages côtiers connaissent trois utilisations principales : les jetées, les guideaux et les brise-lames facilitent la navigation et offrent des amarrages protégés pour les navires; les digues et les épis permettent de réduire l'érosion de la côte.

Les jetées sont des murs qui, construits aux embouchures des cours d'eau ou aux entrées de lagunes ou d'estuaires à marée, s'avancent dans la mer afin de stabiliser la position des chenaux de navigation et d'en empêcher l'exhaussement sous l'influence de la dérive littorale. Comme le font les jetées Steveston, Iona et du bras nord, à l'embouchure du Fraser (fig. 2.34), les jetées tendent également à diriger et à concentrer le courant dans l'axe du chenal afin d'en accroître l'autocreusement. (Les guideaux, comme ceux de la rivière Squamish, sont utilisés à des fins semblables).

Les jetées aident également à protéger les entrées des chenaux contre les vagues et à permettre l'accès par la terre aux quais d'amarrage (p. ex., la chaussée Tsawwassen pour traversiers). Afin d'éviter les problèmes de sédimentation associés à la dérive littorale du sable, la plupart des jetées s'étendent au-delà de la zone des brisants et agissent comme des barrières à la dérive littorale naturelle engendrée par l'action des vagues; le rivage s'avance donc vers la mer. En aval, cependant, le rivage recule sous l'effet de la dérive littorale qui compense ainsi la perte de sédiments emprisonnés en amont de la barrière (fig. 2.36). Bien que ces problèmes ne soient pas graves dans le détroit de Géorgie ou dans d'autres bassins protégés à cause de l'énergie relativement faible des vagues, il n'en est pas de même sur les

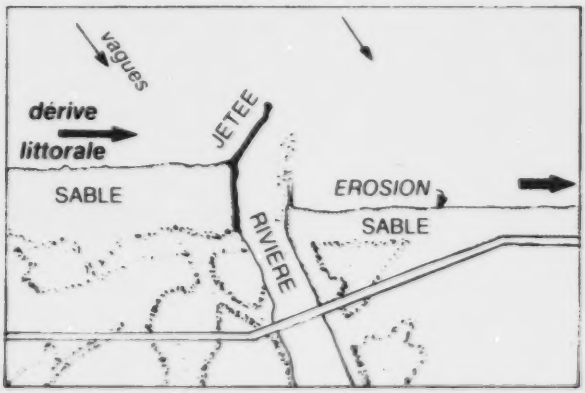


FIG. 2.36 L'effet d'une jetée sur le transport littoral des sédiments. L'accumulation se produit en amont et l'érosion en aval de la jetée.

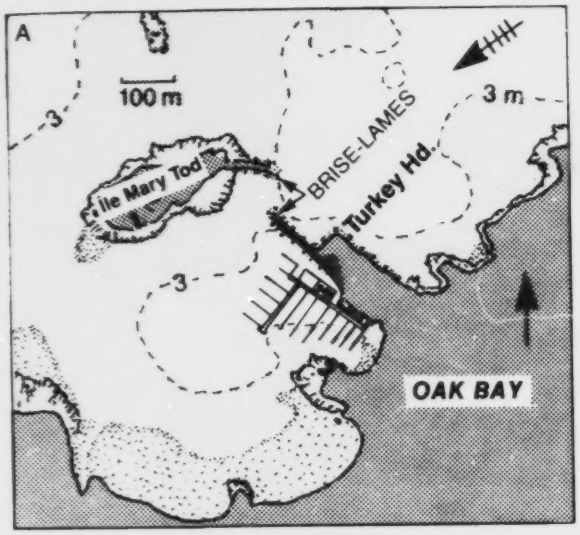
côtes exposées, par exemple celles de la Californie, où s'est produite une érosion considérable des plages et des terrains adjacents aux jetées.

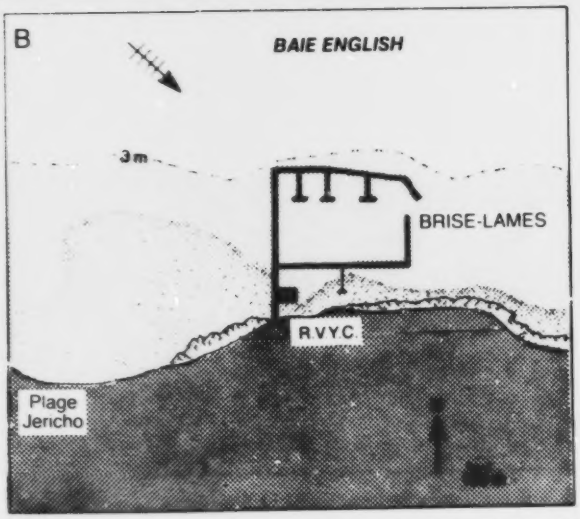
Les brise-lames (fig. 2.37) sont des digues, en avant des ports, pour protéger les bateaux contre les vagues. Ils sont généralement rattachés à la rive soit à l'une ou aux deux extrémités, présentent une ouverture étroite pour le passage des navires et s'étendent au-delà de la zone des brisants. Dans les régions de dérive littorale persistante, il faut en général draguer les entrées périodiquement afin d'enlever les sables qui s'y accumulent. On croyait autrefois que les brise-lames libres construits parallèlement et non rattachés au rivage permettraient à la dérive littorale de suivre son cours et éviteraient les problèmes d'accumulation de sédiments qui y sont généralement associés. Cependant, on découvrit rapidement que ces brise-lames diminuent l'énergie locale des vagues et leur capacité de transporter du sable le long de la côte. La côte, dans la zone ombragée derrière le brise-lames, s'avance donc vers la mer jusqu'à ce qu'elle forme un tombolo, et entrave ainsi le passage derrière le brise-lames (fig. 2.37).

Les digues, construites de matériaux naturels ou artificiels variés, se dressent presque parallèlement à la ligne de rivage afin d'empêcher l'érosion directe par les vagues ou de prévenir l'affaissement des falaises. La digue le long de la baie Ross près de Victoria et celle du parc Stanley à Vancouver en sont des exemples. L'expérience a montré que les digues verticales subissent, à leur base, un affouillement à une vitesse inacceptable; aujourd'hui, la plupart des constructions de ce type présentent donc une pente vers la mer. La hauteur de la digue est en général suffisante pour prévenir les éventuels dommages causés par les ondes de tempête qui passeraient par-dessus à marée haute. Bien qu'une digue offre une protection aux terres riveraines, elle n'en offre aucune à la plage en avant ou aux portions adjacentes de la côte. En fait, lorsqu'une digue est construite sur un rivage en recul, les processus d'érosion se font sentir tout simplement un peu plus loin sur la côte. La seule défense sûre pour une côte est, semble-t-il, une plage haute et large.

Un épi est une barrière qui s'étire directement du rivage vers la mer. Son but premier est d'emprisonner une partie de la dérive littorale afin d'ajouter à une plage existante ce qui serait autrement érodé. Comme pour les jetées, les sédiments s'accumulent en amont de l'épi, mais, en aval, l'écoulement est privé de matériaux de plage et l'érosion peut donc se produire (fig. 2.38). Des rampes de lancement d'embarcations, construites par les propriétaires de terrains en front de mer, entraînent des effets similaires à ceux produits par les épis et peuvent causer l'érosion de la plage d'un voisin qui habite plus loin sur le rivage.

En plus des tentatives habituelles des habitants de la Colombie-Britannique pour enrayer l'érosion des plages, des plans ont été élaborés et organisés. L'un





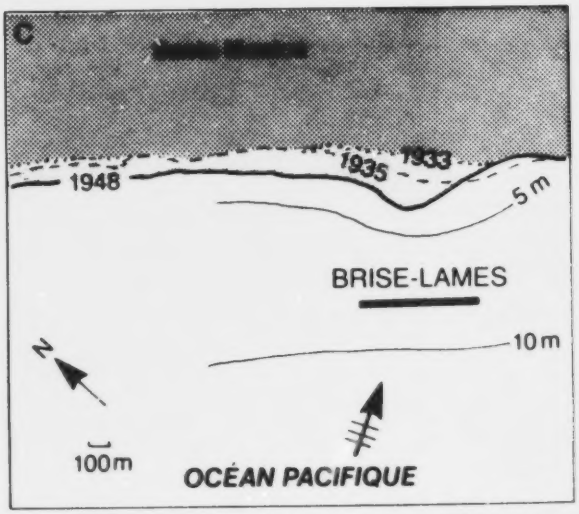


FIG. 2.37 Trois types de brise-lames (A) Oak Bay à l'extrémité est du détroit Juan de Fuca, (B) la baie English dans l'inlet Burrard, et (C) Santa Monica sur la côte de la Californie. Les flèches indiquent la direction des vagues dominantes. Au brise-lames libre de Santa Monica, les processus littoraux ont conduit à la formation d'une flèche littorale du côté abrité du brise-lames. A la longue, la flèche devient un tombolo.

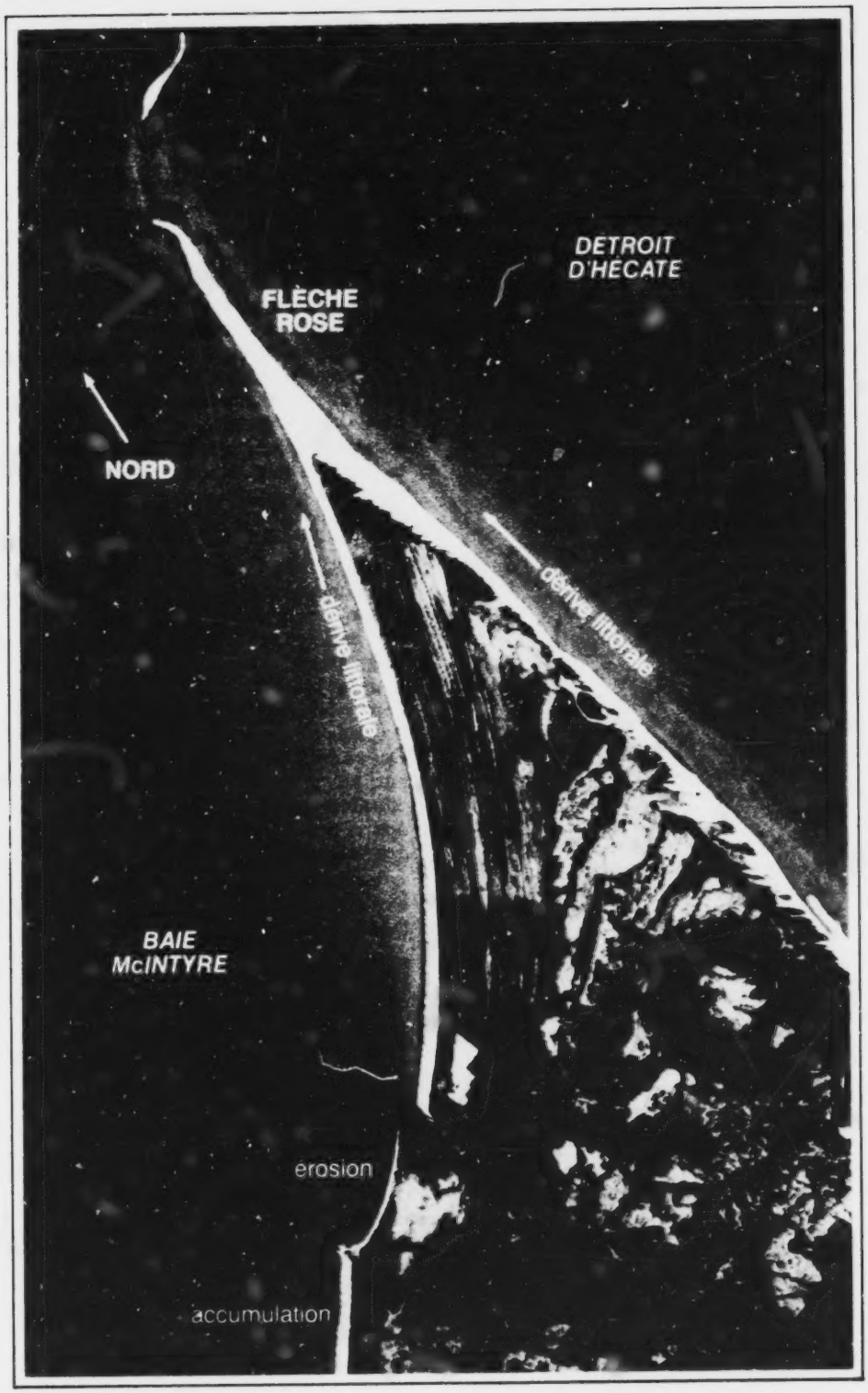


FIG. 2.38 Système naturel d'épis : caps le long de la côte nord-est de l'île Graham, îles Reine-Charlotte. La flèche Rose est en haut de la photographie. La dérive littorale vers le nord entraîne les sédiments qui s'accumulent en amont de chaque promontoire et érondent le côté aval. Des séries de rivages reliques en deçà de la plage d'aujourd'hui, formés lorsque le niveau de la mer était plus élevé, après la dernière période glaciaire. (Photographie aérienne du gouvernement de la Colombie-Britannique 1973)

d'eux avait pour objet le secteur ouest-nord-ouest des falaises de la pointe Grey, dont l'affaisssement continuel dans le détroit de Géorgie préoccupe de nombreux groupes. Pendant l'été de 1974, un remplissage de sable de 1 000 m de longueur ainsi qu'une berme à noyau en cailloux et un système d'épis furent construits le long de la plage Towers, à l'Université de la Colombie-Britannique, pour arrêter l'affouillement au pied des falaises. La berme protégea partiellement la base de la falaise contre l'érosion l'hiver suivant, mais, dès février, elle s'était rompue sur 450 m sous l'assaut d'ondes de tempête de l'ouest-nord-ouest (McLean 1975). De plus, les épis se révélèrent incapables de retenir le sable de remplissage, et plus de 5 400 m^3 de sable migrèrent vers l'est, emportés par la dérive littorale. D'une durée de vie utile de moins de 2 ans, la berme artificielle avait joué un faible rôle dans le ralentissement du recul moyen des falaises de 15,2 cm/an.

DEUXIÈME PARTIE
OCÉANOGRAPHIE PHYSIQUE GÉNÉRALE

Chapitre 3. Marées et courants de marée

Premières connaissances

La montée et la chute rythmiques du niveau de la mer, qu'on appelle la marée, a longtemps fait partie de la vie du marin. Les Grecs et les Romains, habitant les rives de la Méditerranée, mer à très faible marnage, comprirent les marées et leur association avec le Soleil et la Lune lors de voyages dans l'océan Atlantique. Pythéas de Marseille, qui aurait circumnavigué la Bretagne en 320 av. J.-C., fut l'un des premiers à vraiment remarquer l'existence des marées et l'étroite relation entre l'heure de la pleine mer et la course de la Lune. Jules César nota également ce lien pendant une campagne en Bretagne, bien qu'au début, son ignorance des marées entraînât l'échouage de sa flotte sur la plage, pendant une tentative d'invasion juste avant une pleine mer. Alexandre le Grand avait connu un destin semblable à l'embouchure du Gange quelques siècles plus tôt. Des pilotes arabes et perses, qui commencèrent à naviguer près des côtes de l'Inde et de la Chine environ au IX^{e} siècle ap. J.-C., savaient que dans certains estuaires, le niveau de la mer monte et baisse deux fois par jour et que des renverses y sont associées. Bien que le lien étroit entre les marées et les phases de la Lune soit mentionné dans des écrits arabes du IX^{e} siècle, un grand érudit, Ibn al-Fakih (902 ap. J.-C.), associa les marées dans le port de Canton à un ange qui fait monter l'eau lorsqu'il plonge le doigt dans la mer de Chine, et la fait descendre lorsqu'il retire le doigt, ou à une baleine qui « aspire de l'eau, causant le jusant, et l'expire, entraînant le flot ».

En 1325, l'érudit arabe Al Dimiski, de Damas, publia des prévisions des marées remarquablement précises à l'intention des agriculteurs qui irriguaient leurs champs près de l'embouchure du Chatt al-Arab, fleuve formé par la confluence du Tigre et de l'Euphrate, qui s'écoule dans le nord du golfe Persique. Il parle entre autres de l'existence de deux pleines mers et de deux basses mers par jour, du décalage d'un peu moins d'une heure du jusant et du flot par rapport à la veille, et de la plus longue durée du jusant que du flot dans l'estuaire. Des écrits semblables du XVI^{e} siècle montrent que certains hommes gagnaient leur vie en Angleterre en prévoyant les marées pour certaines régions de la côte.

C'est seulement au moment de la publication, en 1687, de la *Théorie de l'équilibre des marées* de Sir Isaac Newton que le sujet commença à être compris de façon un peu plus scientifique. Même aujourd'hui, les marées sont loin d'être complètement étudiées, quoique leur cause soit bien comprise. Les scientifiques commencent tout juste à discerner les effets des marées dans les grands fonds et dans les régions côtières complexes, comme celles de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. Parfois même, des théories sur les marées semblent sorties tout droit de l'époque médiévale; une théorie récente, par exemple, veut que les marées existent parce que « les océans sont venus de la Lune et essaient d'y retourner ».

Zéro des cartes

Il est universellement reconnu que le niveau de référence à partir duquel la hauteur des marées se mesure est le zéro des cartes, niveau le plus bas atteint à marée basse normale (fig. 3.1). Le zéro des cartes est utilisé comme niveau de référence pour les profondeurs indiquées sur les cartes marines. Il a été établi de manière que peu de marées soient plus basses, mais pas trop bas afin d'éviter que les cartes n'indiquent des profondeurs moindres que celles rencontrées en général par tout marin. Des valeurs négatives sur les tables de marées, montrant des marées anormalement faibles, signalent que le niveau de l'eau s'abaissera sous le zéro des cartes. L'un des buts principaux des marégraphes est d'obtenir suffisamment de mesures pour permettre d'établir de façon précise le niveau de référence.

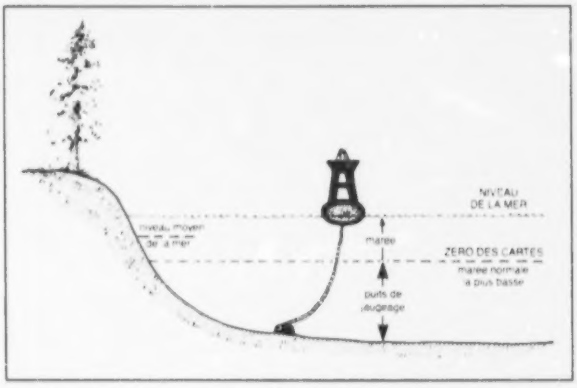


FIG. 3.1 Zéro des basses mers. Les marées se mesurent à partir de ce niveau.

Avis à ceux qui utilisent des cartes américaines ou canadiennes : les deux pays diffèrent dans leurs interprétations de basse mer inférieure. Alors que pour les Canadiens, le zéro des cartes est le niveau de l'eau aux « marées normales les plus basses », pour les Américains de la côte ouest, elle se définit comme étant « la basse mer inférieure moyenne ». Parce que des valeurs moyennes sont utilisées, les zéros des cartes des États-Unis sont légèrement plus élevés que ceux du Canada. Les sondages sur les cartes américaines montreraient donc une profondeur d'eau plus importante qu'une carte canadienne de la même région. En d'autres mots, les hydrographes canadiens sont plus prudents lorsqu'ils préviennent le marin de la profondeur d'eau minimale qu'il peut rencontrer à un endroit précis.

Aucune difficulté ne devrait se présenter si le bon ensemble de tables de marées est utilisé : les tables américaines pour les cartes américaines et les tables canadiennes pour les cartes canadiennes. La principale différence entre les deux est que les tables américaines tendent à indiquer des valeurs de marée négatives plus souvent que les tables canadiennes. La profondeur d'eau réelle dans chaque cas est trouvée par l'addition de la hauteur de la marée, à un endroit donné, au moment précis, au zéro des cartes; c'est-à-dire, profondeur réelle = zéro des cartes + hauteur de la marée, selon les tables de marées. Fait à noter, le zéro des cartes n'est pas le même que le niveau moyen de la mer. Le zéro des cartes est déterminé par les marées les plus basses alors que le niveau moyen de la mer est déterminé par la moyenne de toutes les marées, y compris les pleines mers. Donc, le niveau de référence varie d'un endroit à l'autre le long de la côte à cause de la variabilité des marées. Les cotes de référence à Vancouver et à Victoria, par exemple, sont différentes parce que les basses mers n'y atteignent pas en général des hauteurs équivalentes.

Mesure des marées

Afin de déterminer le niveau de référence et les variations quotidiennes de la profondeur de l'eau à un endroit donné, des mesures doivent être effectuées. Elles le sont souvent à l'aide de marégraphes, instruments flottants et enregistreurs placés dans un récipient en forme de boîte qu'on appelle puits de jaugeage. L'instrument est fixé à une hauteur connue au-dessus du fond sur un ouvrage permanent tel un appontement (fig. 3.2A). Une étroite ouverture près de la base submergée du puits permet la communication avec l'océan, et, en même temps, amortit les fluctuations rapides et non voulues du niveau de la mer produites par les vagues de surface. Des changements graduels dans la hauteur de l'eau, causés par la marée, font bouger le flotteur et un stylo sur un papier quadrillé lentement entraîné par un mouvement d'horlogerie. Le tracé à l'encre qui en résulte ou la courbe de la marée donne ensuite la hauteur de la surface de l'eau en fonction de l'heure (fig. 3.2B). Le niveau de référence est établi à l'aide de telles mesures; les hauteurs de la marée sont ensuite déterminées.

Les enregistrements des marées qui concernent les endroits côtiers très importants pour la navigation (ports de référence) sont analysés par le Service hydrographique du Canada et utilisés pour faire des prévisions de marées publiées dans les *Tables de marées et courants du Canada*. Les prévisions pour ces ports s'appuient généralement sur une observation continuelle d'un an ou plus, afin d'assurer l'exactitude de l'heure et de la hauteur de la pleine mer et de la basse mer. Les ports secondaires sont des endroits côtiers moins importants pour la navigation. Les marées prévues pour ces ports sont déterminées en apportant les corrections appropriées de l'heure et de la hauteur, données dans les tables de marées, aux prévisions relatives aux ports de référence. Il s'agit tout simplement des différences mesurées en temps et en amplitude pour une marée entre les deux endroits. Contrairement aux ports de référence, les enregistrements des marées aux ports secondaires couvrent généralement des périodes d'environ 1 mo.

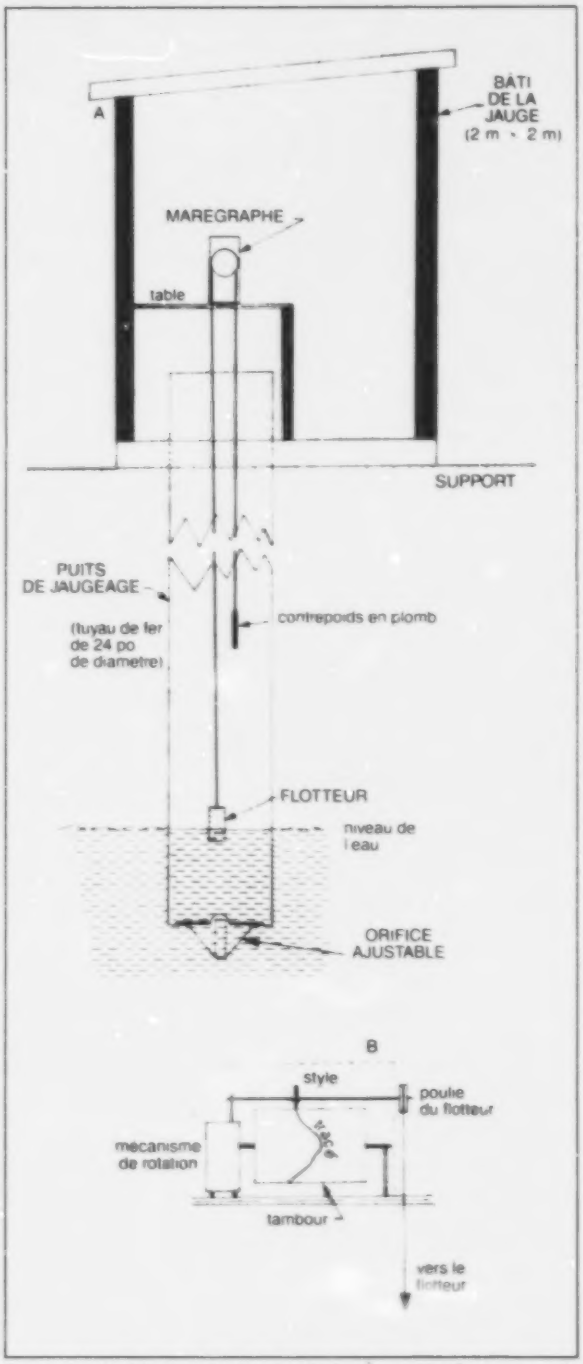


FIG. 3.2 (A) Marégraphe à puits de jaugeage. Le flotteur rempli d'huile s'adapte au niveau changeant de l'eau, entraîne mécaniquement le stylo, (B) qui trace une courbe de marée sur un papier quadrillé fixé à un tambour tournant à un rythme connu. (Avec l'autorisation de R. Brown)

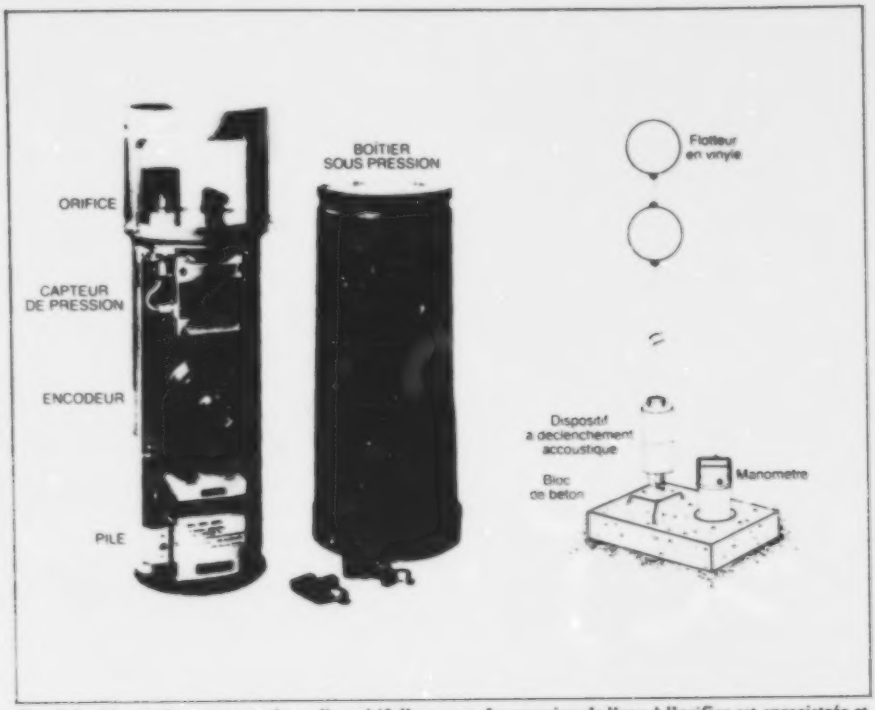


FIG. 3.3 Manomètre sous-marin et dispositif d'ancrage. La pression de l'eau à l'orifice est enregistrée et conservée sur un ruban magnétique. La récupération se fait en activant le dispositif à déclenchement acoustique par l'entremise d'un émetteur en surface; les flotteurs soulèvent ensuite l'enregistreur à la surface. (Avec l'autorisation d'Aanderaa Instruments Ltd., Victoria)

Bien que les marégraphes aient traditionnellement été utilisés à travers le monde, ils sont loin d'être parfaits. Des lectures erronnées, engendrées par les houles et par le blocage partiel de l'ouverture par des débris et des organismes vivants, telles des étoiles de mer, risquent d'être faites. De plus, les constructions qui servent de supports aux appareils sont coûteuses malgré le prix des marégraphes relativement bas et souvent en danger à cause des vagues. Finalement, l'installation des marégraphes se limite aux eaux peu profondes adjacentes à la côte. Pour ces raisons, des instruments beaucoup plus perfectionnés, qu'on appelle des manomètres, ont été récemment inventés. Ce sont des appareils généralement indépendants qui peuvent être ancrés sur le fond marin à des profondeurs considérables pour enregistrer sur ruban la pression totale exercée sur le fond par l'air et l'eau. Dans beaucoup de manomètres, la pièce principale est un fil de fer ou un cristal vibrant dont la fréquence d'oscillation varie avec les changements de la pression ambiante. En se fiant à la densité présumée de l'eau de mer de 1,025 g/cm^3, cette variation de fréquence est convertie en un changement de pression correspondant donc, en un changement de profondeur compte tenu des modifications de température. Les avantages des manomètres sont nombreux : ils peuvent être placés au large, leurs enregistrements ne sont que très peu contaminés par les vagues dues au vent, ils sont faciles à manier et sont relativement précis. Le pouvoir de résolution de ces appareils se situe en général aux environs de 1 pour 100 000, soit environ 10 fois leur précision; donc, un manomètre situé à 1 000 m de profondeur est à même de déceler des variations d'à peine 1 cm. Les principaux désavantages de ces appareils sont : leur susceptibilité de subir des effets de pression dynamique produits par des courants qui s'écoulent près de l'orifice, les erreurs de conversion de pression en profondeur créées par les variations de la valeur présumée de la densité de l'eau de mer et le fait que, normalement, les données ne sont pas disponibles en temps réel. Conséquence de ce dernier désavantage, les manomètres ne sont pas employés dans les réseaux de détection des tsunamis. Malgré ces limites, les manomètres sont essentiels pour l'étude des marées en eaux profondes et de la propagation vers le large des tsunamis. La figure 3.3 illustre un manomètre moderne.

Nature des marées

Les marées se répètent à peu près une fois toutes les 24 h et 50 min. Cette période est la journée lunaire et le temps que met un point sur la Terre à retourner à la même position par rapport à la Lune pendant chaque révolution. Le rythme quotidien du cycle de marées est donc déterminé par le jour lunaire et non par le jour solaire de 24 h, qui régit le cycle quotidien de la vie sur la Terre. Les pleines mers et les basses mers se manifestent donc environ 50 min plus tard d'un jour solaire à l'autre. Si le Soleil était la cause majeure des marées, celles-ci se répéteraient environ toutes les 24 h et les

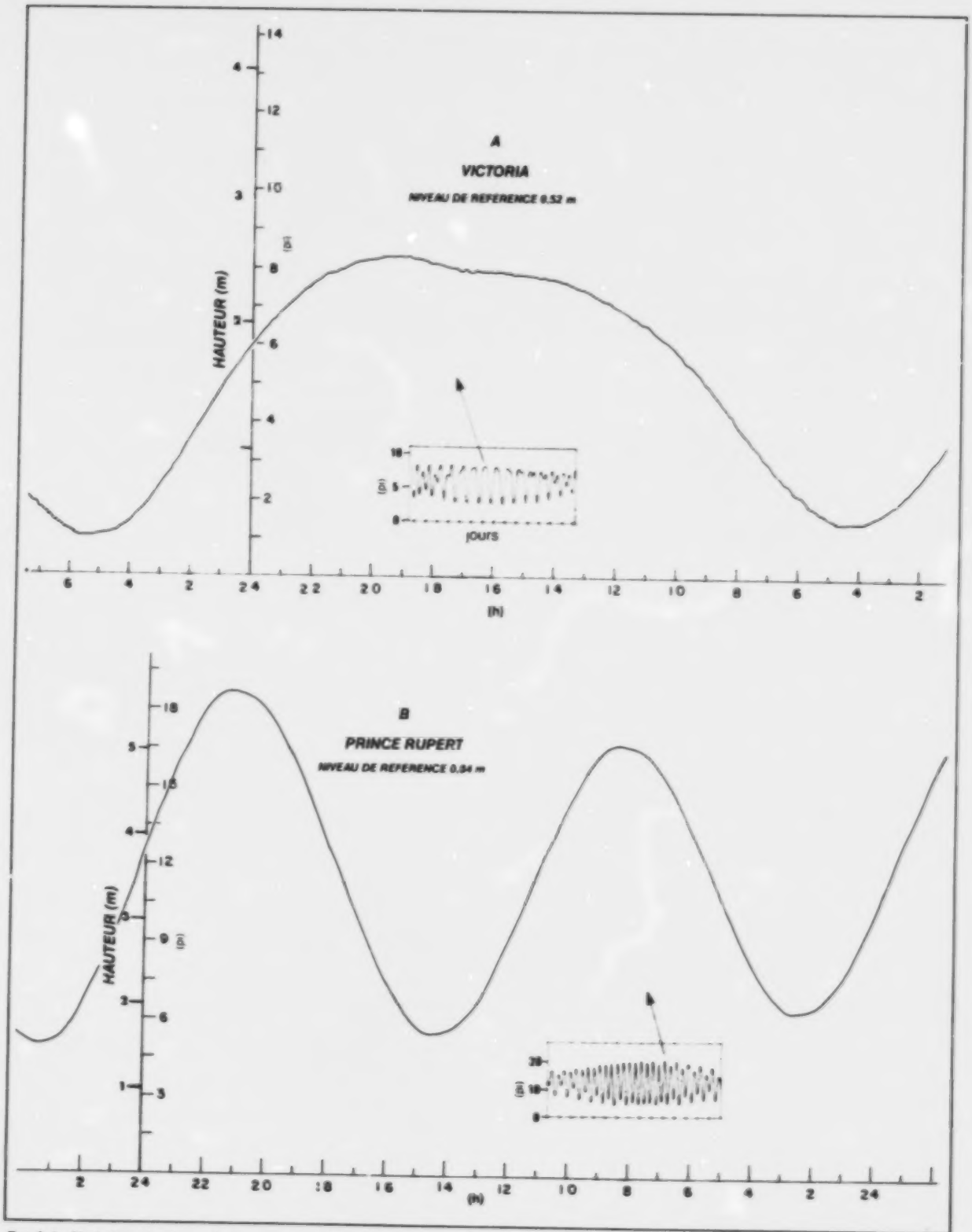


FIG. 3.4 Variations du niveau de l'eau pendant 1 journée à trois endroits de la côte de la Colombie-Britannique. (A) marée diurne, Victoria; (B) marée semi-diurne, Prince Rupert.

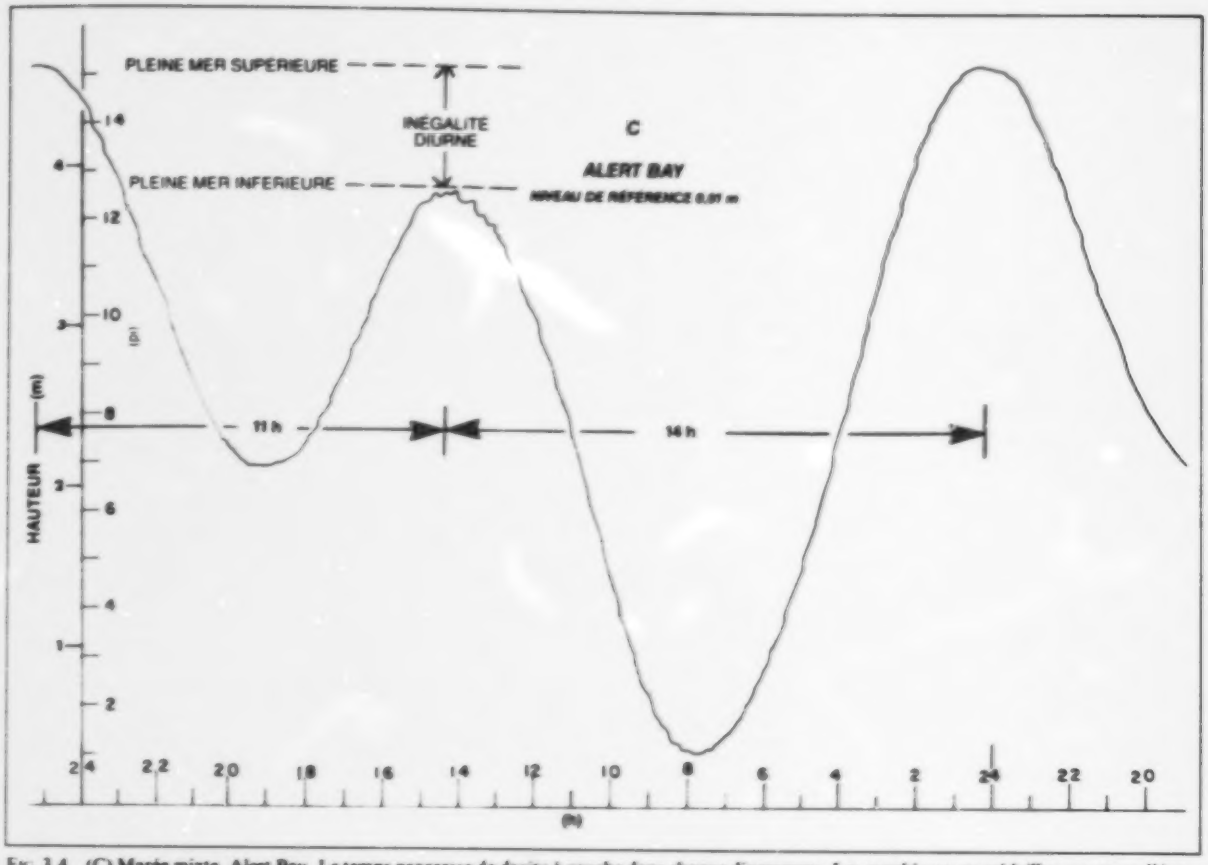


FIG. 3.4 (C) Marée mixte, Alert Bay. Le temps progresse de droite à gauche dans chaque diagramme. Les graphiques en médaillon montrent l'évolution des marées à chaque endroit durant 2 sem.

pleines mers et les basses mers se manifesteraient au même moment chaque jour. Dorénavant, lorsque nous parlerons des marées, le mot « jour » désignera généralement le jour lunaire.

La différence de profondeur entre la pleine mer et la basse mer s'appelle l'amplitude de la marée. Les amplitudes de la marée océanique varient de valeurs faibles typiques de 10 cm environ dans la Méditerranée et l'océan Arctique à plus de 15 m dans la baie de Fundy. Le long de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, l'amplitude varie généralement entre 3 et 5 m, les amplitudes les plus fortes se produisant en juin et en décembre, et les plus faibles en mars et en septembre.

Pour classer la marée, on dénombre les cycles par jour lunaire (nombre de pleines mers et de basses mers). Lorsque la marée a 1 seul cycle (une pleine mer et une basse mer) par jour, on l'appelle diurne (fig. 3.4A); lorsqu'elle possède 2 cycles de hauteur presque égale par jour, on l'appelle semi-diurne (fig. 3.4B). Comme l'illustrent les deux graphiques en médaillon, les marées sur la côte ouest sont purement diurnes ou semi-diurnes seulement quelques jours par mois. La plupart du temps, il existe un mélange de marées diurnes et semi-diurnes; on les appelle des marées mixtes (fig. 3.4C). Par exemple, les marées au port de Victoria et à Sooke sont classées mixtes à prédominance diurnes, alors qu'à Seattle, Vancouver, Tofino et Prince Rupert, elles sont mixtes à prédominance semi-diurne (pour quelques exemples de différents types de marées mixtes, voir fig. 3.5).

Une propriété de toutes les marées mixtes sur la côte ouest est leur inégalité diurne, décrite dans la figure 3.4C comme étant la différence de hauteur entre le plus haut niveau et le plus bas niveau atteints par la pleine mer. Il existe également une inégalité diurne entre la basse mer supérieure et la basse mer inférieure. En fait, un trait caractéristique de l'inégalité des hauteurs qu'atteignent les marées dans les bassins qui séparent l'île Vancouver du continent est la différence de niveau entre deux basses mers successives, en général plus importante que celle entre deux pleines mers successives. De même, lorsqu'il y a une différence de hauteur entre deux pleines mers successives, la différence se retrouve dans les intervalles de temps entre les paires de pleine mer, comme le montrent les intervalles de 11 et 14 h (fig. 3.4C). Il en est de même pour les basses mers successives.

En plus des différences dans l'amplitude de la marée pendant un jour donné, l'amplitude varie progressivement d'un jour à l'autre suivant une période cyclique d'environ 2 sem (fig. 3.5). En général, la pleine mer est de plus en plus haute et la basse mer de plus en

plus basse pendant 7 jours environ, puis c'est l'inverse pendant les 7 jours suivants : les pleines mers sont de moins en moins hautes et les basses mers de plus en plus hautes. Des marées de vive eau relativement fortes de même que des marées de morte eau relativement faibles se produisent durant de telles variations cycliques. Ces marées varient suivant les phases de la Lune; les marées de vive eau se produisent aux environs d'une pleine Lune ou d'une nouvelle Lune, et les marées de morte eau aux environs de quartiers de la Lune.

Le cycle de 2 sem dans l'amplitude de la marée sur la côte extérieure est étroitement lié aux phases de la Lune (fig. 3.5). Cependant, cela ne s'applique évidemment pas aux marées qui se manifestent dans les eaux abritées de la côte sud-ouest. (Ces différences seront expliquées plus loin.) Un autre cycle d'environ 2 sem dans l'ampleur de l'inégalité diurne pour les pleines mers et les basses mers est illustré à la figure 3.5. Cette inégalité est presque toujours plus prononcée lorsque la Lune est le plus au nord ou le plus au sud de l'équateur de la Terre (marées tropiques), mais est presque inexistante lorsque la Lune se retrouve directement au-dessus de l'équateur (marées équatoriales). Dans les détroits de Géorgie et de Puget et à l'extrémité est du détroit Juan de Fuca, l'inégalité diurne devient si importante pendant quelques jours chaque mois que les marées tropiques sont essentiellement diurnes. À Sooke et à Victoria, les marées diurnes produites de cette façon peuvent persister jusqu'à 5 jours. Le long de la côte extérieure, l'inégalité diurne est plus petite et les marées ne sont jamais diurnes. D'autre part, les marées équatoriales sont invariablement semi-diurnes dans tous les océans du monde. Cette généralisation est l'une des seules qui puisse être faite à l'endroit des marées sans exception ni nuance.

La variation cyclique de 14 jours dans l'inégalité diurne s'accompagne d'une variation correspondante dans les intervalles de temps entre des pleines mers successives et entre des basses mers successives. Ces intervalles alternent, passant d'égales lorsque l'inégalité diurne est moindre (marées équatoriales) à des valeurs extrêmes de $8^1/_2$ h et de $16^1/_4$ h lorsque l'inégalité diurne est la plus forte (marées tropiques). Bien sûr, dans chaque régime, l'intervalle de temps combiné entre les marées successives (le premier intervalle plus le deuxième) doit toujours être équivalent à la journée lunaire d'environ $24^3/_4$ h. Donc, si un observateur enregistrait un intervalle de $16^1/_2$ h entre deux pleines mers successives, il verrait la pleine mer suivante seulement $8^1/_2$ h plus tard, ce qui fait $24^1/_4$ h pour trois pleines mers.

En examinant attentivement des courbes des marées comme celles de la figure 3.5, on s'aperçoit que les marées ne se répètent pas exactement tous les 14 jours. Les stades de la marée quotidienne à amplitudes relativement importantes (ou à amplitudes relativement faibles), distantes de 2 sem, ne sont pas d'une durée identique. Il semble donc que certains facteurs jouent sur les marées dont la variabilité cyclique est plus longue que celles à variation d'environ 14 jours. Si la figure 3.5 était appliquée à toute une année, le régime des marées se répéterait plutôt tous les $29^1/_2$ jours que tous les 14 jours. Donc, un ou plusieurs facteurs qui influencent la montée et la baisse rythmique du niveau de la mer doivent avoir une période de $29^1/_2$ jours. Cependant, même pendant un mois, la marée ne se répète par exactement; l'enregistrement doit donc être étendu sur une période plus longue. Si un enregistrement de toute une année était disponible et les marées mesurées en janvier d'une année étaient comparées à celles de janvier suivant, les marées seraient-elles exactement semblables? Presque, mais pas assez pour certaines fins. Les hauteurs de la marée doivent être mesurées en permanence pendant environ 19 ans avant que la marée ne commence à se répéter avec une précision de quelques centimètres. Bien que des périodes de variations encore plus longues de l'amplitude de la marée existent (voir la section sur les marées à longue période), ces observations, si on les poursuivait, deviendraient un tant soit peu académiques, puisque les fluctuations indépendantes de la marée et non périodiques dans le niveau de la mer commencent à masquer les différences de plus en plus petites dans les marées mesurées. Néanmoins, les valeurs inscrites sur les Tables prennent en compte le plus de facteurs possibles, afin de fournir des prévisions de hauteur précises.

Théorie de l'équilibre des marées

Jusqu'à présent, nous n'avons discuté que des variations quotidiennes de la marée; la discussion n'allait pas plus loin au temps de Newton. Il existe un bon nombre d'observations, mais aucune théorie ne peut encore les expliquer. Comment les marées se forment-elles? Pourquoi sont-elles presque toujours semi-diurnes ou mixtes? Et pourquoi l'amplitude de la marée varie-t-elle de façon si régulière environ toutes les 2 sem?

Afin d'obtenir des réponses simples à ces questions, il serait bon de noter que la marée est la réaction combinée ou intégrée à une gamme de phénomènes naturels. Le facteur le plus important est l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil sur la Terre. Parce qu'elle est plus près de la Terre que ne l'est le Soleil, la Lune a une attraction gravitationnelle deux fois plus grande que le Soleil (appendice D). Sauf dans un cas important, l'influence du Soleil peut être tenue pour négligeable lorsque les caractéristiques principales de la marée sont à l'étude. De plus, comme pour la théorie de l'équilibre des marées de Newton, les choses se simplifient si l'on suppose que la Terre est uniformément couverte d'eau, ne comportant ni continent ni montagne sous-marine qui entrave les mouvements océaniques.

Puisque de nombreuses suppositions simplificatrices ont déjà été faites, il est acceptable de franchir une autre étape et de faire abstraction de la présence de la Lune. Pour le moment, imaginons que la planète entourée d'eau dérive seule, dans un univers sans Lune ni Soleil! Si la Terre ne tournait pas autour de son axe, elle serait une sphère parfaite qui se tiendrait sous l'effet de sa propre gravité. Les distances mesurées de son centre à tout point de la surface de l'océan seraient équivalentes. En réalité, bien sûr, la Terre pivote sur son axe une fois

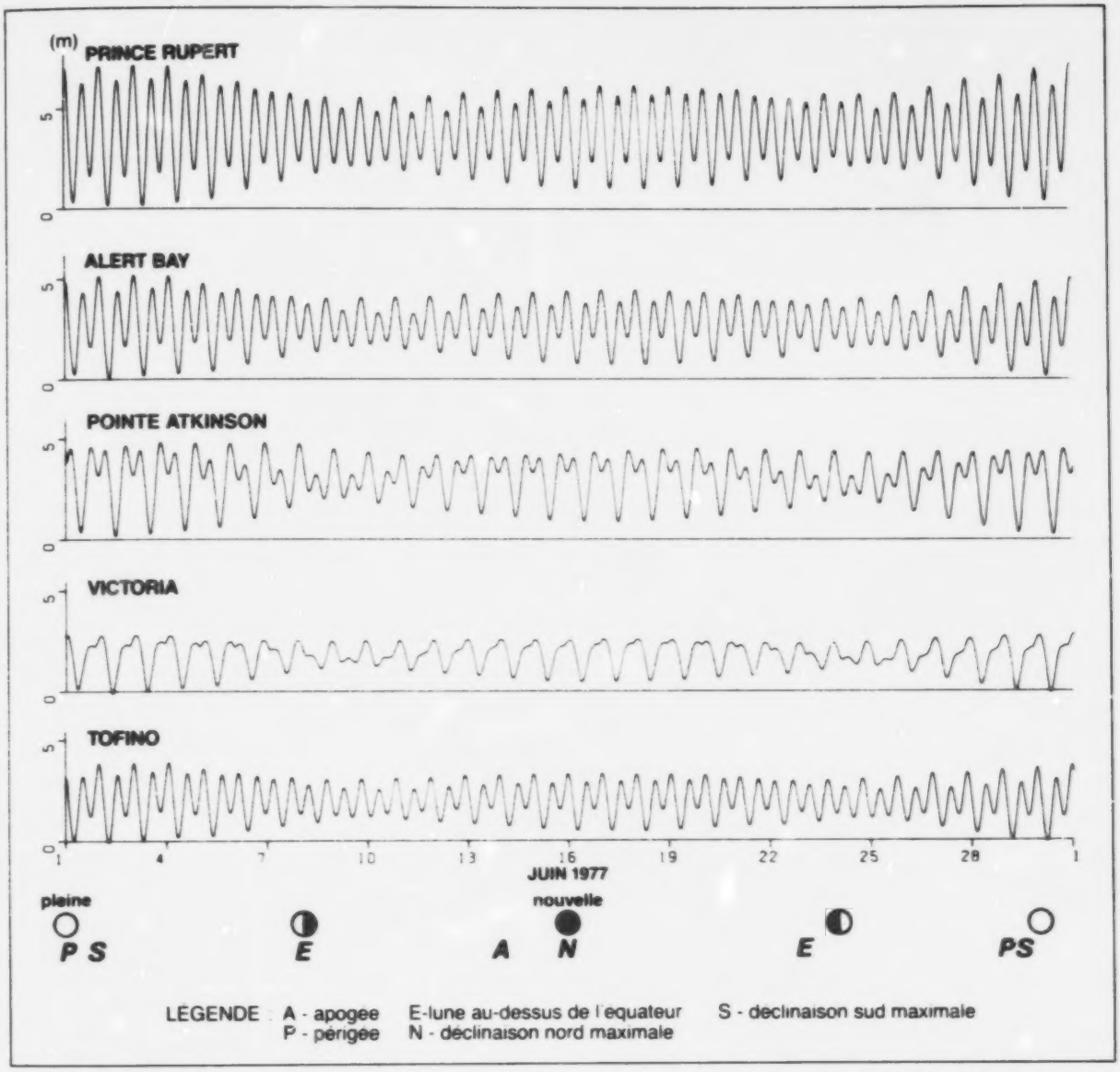


FIG. 3.5 Variations du niveau de la mer pendant 1 mo à cinq endroits de la côte de la Colombie-Britannique (juin 1977). Les hauteurs sont en mètres. (Avec l'autorisation du Service hydrographique du Canada et de A. Douglas)

toutes les 24 h et s'est donc déformée en un ellipsoïde d'un diamètre de 42 km de plus à l'équateur qu'aux pôles. Comme il existe une distorsion correspondante de l'océan, son niveau moyen s'abaisse légèrement de l'équateur vers les deux pôles. Un observateur sur la Terre ne remarquerait aucun changement quotidien du niveau de la mer parce que cette déformation est uniforme le long d'un parallèle de latitude. Les forces produites par la rotation de la Terre autour de son axe ne peuvent donc engendrer des variations maréales du niveau de l'eau, et pour simplifier les choses, une Terre sans rotation et à orientation fixe par rapport aux étoiles sera utilisée. Dès lors, nous tiendrons compte de la présence de la Lune.

La Terre et la Lune forment une unité céleste liée par attraction gravitationnelle mutuelle. C'est cette force gravitationnelle qui entrave la tendance naturelle de ces deux corps à se mouvoir en ligne droite à travers les cieux et contraint leurs centres respectifs à se déplacer en une orbite presque circulaire autour d'un centre de masse commun tous les $27^1/_3$ jours (fig. 3.6). Comme la masse de la Terre est 82 fois plus grande que celle de la Lune, le centre de masse, tout comme le point d'équilibre d'une bascule, est déplacé vers la Terre et repose en fait sous la surface à une profondeur constante d'environ 1 700 km. (La position de ce point imaginaire n'est pas fixe à tout moment, mais tourne lentement à l'intérieur de la planète pendant un mois,

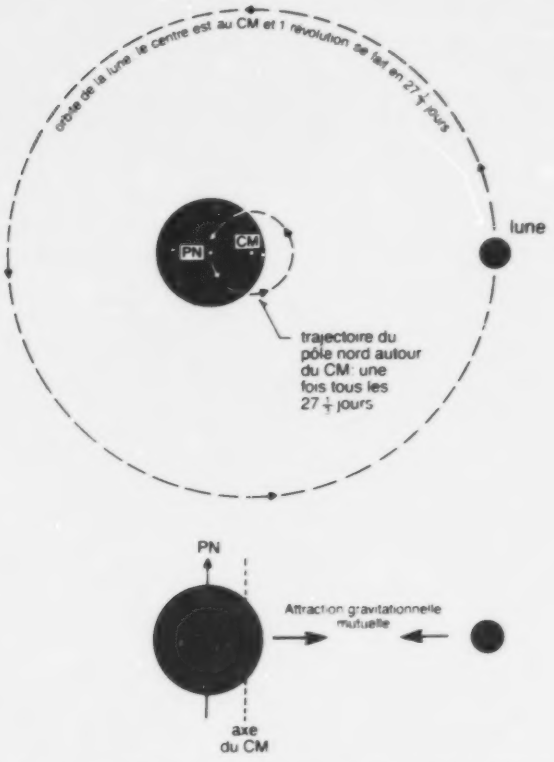


FIG. 3.6 Système Terre-Lune. *En haut :* les trajectoires de la Lune et du pôle nord (PN) autour du centre de masse (CM) pour le système combiné. *En bas :* vue latérale de l'axe du centre de masse et de l'axe de rotation de la Terre lorsque la Lune est à la déclinaison zéro.

toujours à la même profondeur.) La rotation du système Terre-Lune autour de son centre de masse commun fait que chaque parcelle de la Terre décrit une trajectoire circulaire pendant une période d'un mois. Bien plus, comme le montre la figure 3.7, le rayon orbital de chaque parcelle est le même, indépendamment de sa distance du centre de masse; conséquence importante, car cela implique que la force associée à ces orbites circulaires est d'amplitude et de direction égales pour chaque portion de la Terre. Mais quelle est cette force? Un physicien l'appellerait la force centripète, force totale nécessaire pour que chaque particule de la Terre se déplace dans son propre cercle en présence du champ gravitationnel de la Lune. Cette force centripète est uniforme sur la Terre entière et est partout dirigée vers la Lune à angle droit par rapport à l'axe de rotation passant par le centre de masse. (Pour expliquer les forces maréales, la rotation de la Terre autour de son propre axe n'a pas besoin d'être considérée.) Contrairement à la force centripète, cependant, l'attraction gravitationnelle de la Lune qui s'exerce toujours sur une parcelle de la Terre dépend de la distance de cette parcelle et de son orientation relativement au centre de la Lune (fig. 3.8). L'attraction gravitationnelle de la Lune et la force centripète ne sont identiques en force et en direction qu'en plein centre de la Terre. À tous les autres endroits, il existe une petite différence entre ces deux forces. C'est elle qui entraîne la force marégénératrice sur la Terre.

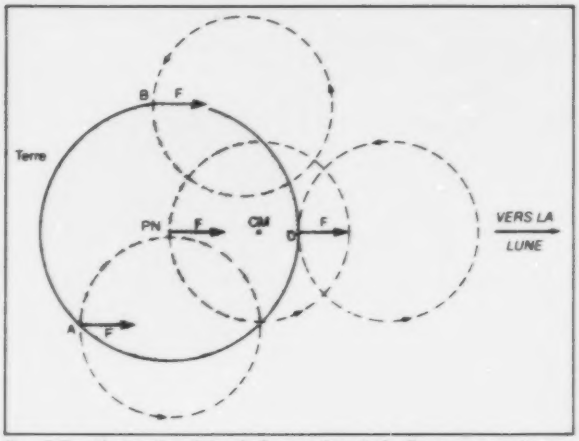


FIG. 3.7 Abstraction faite de la rotation de la Terre autour de son axe, chaque segment de la Terre décrit une trajectoire circulaire à mesure qu'il se déplace autour du centre de masse (CM) du système Terre-Lune. Les vecteurs (flèches) représentent la force centripète locale (F), qui est équivalente sur tout le globe et égale à la force d'attraction mutuelle entre les centres de la Terre et de la Lune. (Voir fig. 3.6)

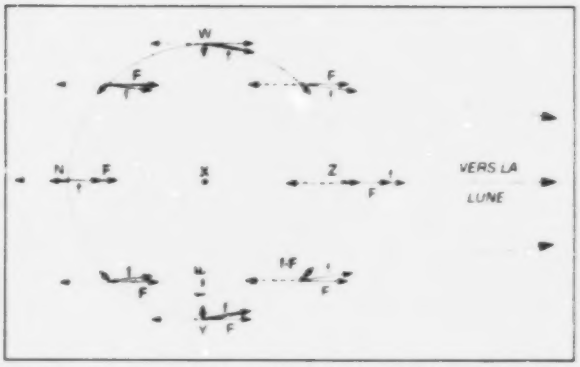


FIG. 3.8 La soustraction du vecteur de force centripète (F) de la force locale d'attraction (f) de la Lune sur une unité d'eau. Le vecteur résultant (flèche courte et grasse) est la force marégénératrice, (f-F). On obtient un résultat semblable en ajoutant le vecteur de la force centrifuge (flèche discontinue) au vecteur f. La force marégénératrice attire les eaux dans des creux et des renflements jusqu'à ce qu'elles soient en équilibre avec le gradient de pression associé à la pente croissante de la surface de la mer. Basses mers aux points W et Y; pleines mers aux points N (nadir) et Z (zénith). Comparez à la fig. 3.9.

Avant d'aller plus loin, une approche scientifiquement incorrecte mais conceptuellement pratique servira à éclaircir les idées introduites jusqu'à maintenant. Au lieu de débattre du principe d'une force centripète vers l'intérieur, chaque parcelle en orbite sur la Terre peut être considérée comme se déplaçant sous l'influence d'une force centrifuge vers l'extérieur à mesure que le système Terre-Lune tourne autour de son centre de masse. (En vérité, une telle force n'existe pas, car un objet en orbite circulaire a besoin plutôt d'une force vers l'intérieur que d'une force vers l'extérieur. Ce qu'on appelle couramment la force centrifuge n'est rien de plus que la « répugnance » des objets en mouvement à se déplacer en trajectoire courbe.) Malgré les objec-

tions possibles, il semble que, parce que la force centrifuge est issue des mouvements qui produisent la force centripète, elle est également uniforme en amplitude et en direction sur la Terre entière, mais s'éloigne de la Lune. La force centrifuge est simplement l'inverse de la force centripète (fig. 3.8). L'attraction gravitationnelle de la Lune, dépendante de la distance, est seulement égale à la force centrifuge ou située exactement au centre de la Terre; loin du centre, les deux forces qui s'opposent ne sont pas en équilibre et entraînent une force marégénératrice nette. La distribution de cette force le long d'un méridien de longitude est donnée à la figure 3.9A. Il est évident sur ce diagramme que soustraire la force gravitationnelle de la Lune de la force centripète produit la même force nette à chaque point que d'ajouter la force gravitationnelle de la Lune à la force centrifuge à l'extérieur. Des forces de marée semblables mais plus faibles sont également engendrées par le couple Terre-Soleil.

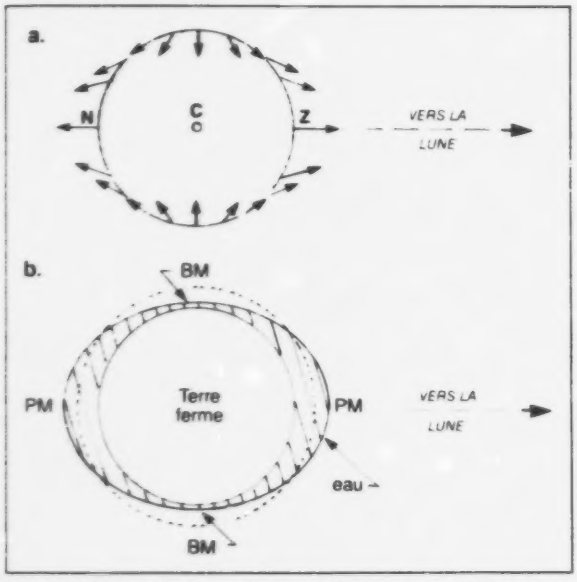


FIG. 3.9 *Figure du haut :* Version simplifiée de la figure 3.8 qui montre la distribution de la force marégénératrice le long d'un méridien de longitude. *Figure du bas :* Les creux et les renflements de marée, créés par la force marégénératrice (très exagérée dans le plan vertical). La ligne discontinue correspond au niveau moyen de la mer ou à la forme de l'océan en l'absence de forces de marée. (P.M. = pleine mer; B.M. = basse mer).

La force marégénératrice lunaire, le déséquilibre entre la force centrifuge (ou centripète) et l'attraction gravitationnelle de la Lune, affecte la formation des marées de l'océan de deux façons : du côté de la Terre qui fait face à la Lune, l'attraction gravitationnelle de la Lune est légèrement plus forte que la poussée centrifuge opposée, si bien que l'eau renfle en direction de la Lune; du côté opposé à la Lune, la force centrifuge est plus importante que l'attraction de la Lune, si bien que l'eau renfle en direction contraire de la Lune (fig. 3.9B). De façon plus concise, l'eau est attirée par la Terre d'un côté, et, de l'autre la Terre est attirée par l'eau. Les deux renflements sont associés aux pleines mers. Entre les deux, le niveau de la mer s'abaisse sous la normale et crée un creux de basse mer qui encercle la Terre. Les pleines mers maximales se présentent donc le long d'une ligne qui joint le centre de la Terre au centre de la Lune, alors que les basses mers se distribuent le long d'une trajectoire qui encercle la Terre à angle droit par rapport à cette ligne. Afin d'expliquer l'amplitude de la force marégénératrice, remarquez qu'aux points N et Z de la figure 3.9A, là où la force si dirige vers le haut, une personne qui pèse 90 kg (200 lb) perd seulement 10 mg (0,00035 oz), ou environ le poids d'une seule larme.

Par rapport au Soleil, la Terre tourne autour de son axe une fois toutes les 24 h. Parce qu'ils conservent une orientation fixe par rapport à la Lune, les renflements et les creux se déplacent « presque » autour de la Terre une fois par jour solaire. « Presque », parce qu'en 24 h, la Lune se déplace légèrement dans la ciel par rapport à sa position 24 h plus tôt. Cependant, en 24 h 50 min, la Lune se retrouve à sa position d'origine vue par un observateur situé à un endroit précis sur la Terre (abstraction faite, pour le moment, des changements quotidiens dans l'élévation de la Lune au-dessus de l'horizon). Cela explique pourquoi les marées se produisent 50 min plus tard chaque jour solaire. La présence des deux renflements et des deux creux qui encerclent la Terre explique les marées semi-diurnes avec deux pleines mers et deux basses mers par jour lunaire.

D'autres caractéristiques des marées peuvent être expliquées facilement par la théorie de l'équilibre. Mais, avant de commencer, il importe de comprendre les limites de ce concept.

Les renflements et les creux en mouvement peuvent être assimilés à une onde progressive, dont les crêtes sont séparées d'environ 22 000 km à l'équateur et dont l'amplitude est d'environ 1 m seulement. Il s'agit véritablement ici de l'onde de marée — à ne pas confondre avec un tsunami, mot japonais pour décrire les vagues destructrices engendrées communément par les tremblements de Terre et qu'on appelle souvent, à tort « raz de marée » (voir chapitre 9). En réalité, l'onde de marée ne suit pas la Lune comme on s'y attendrait, mais retarde, parfois de quelques heures. Les raisons sont notamment l'inertie de l'eau qui rend impossible la réaction assez rapide de l'océan aux mouvements de la lune, le frottement qui ralentit l'onde lorsque celle-ci touche le fond, les continents qui entravent le passage de l'onde et la force à emprunter des trajectoires compliquées, et le manque de profondeur de l'océan. La propagation libre de l'onde de marée nécessiterait, en fait, le déplacement de celle-ci à des vitesses atteignant 1 650 km/h (la vitesse de rotation d'un point de l'équateur de la Terre) et une profondeur océanique de 22 km, alors que la profondeur dépasse rarement 5 km. De plus, selon la théorie de l'équilibre, les hauteurs maximales de la marée devraient n'atteindre que 0,8 m aux latitudes équatoriales et décroître vers les pôles. Parce que les marées réelles dépassent, et de beaucoup, de telles amplitudes sur la plupart des océans du monde, cette théorie est évidemment beaucoup trop simpliste pour expliquer tout le déroulement d'un phénomène aussi complexe que celui de la marée. Une explication des

marées un peu plus fouillée fut présentée un siècle après Newton par le mathématicien français Pierre Simon, marquis de Laplace. Appelée *Théorie dynamique des marées*, elle tient compte des effets de la profondeur et de l'étendue limitées des bassins océaniques, de même que de l'influence de la rotation de la Terre et du frottement. D'autres scientifiques ont, depuis, fait avancer la connaissance du sujet, qui reste cependant fort incomplète.

Types de marées

La notion de marée d'équilibre est un concept utile pour expliquer la nature fondamentale des fluctuations des marées. Par exemple, l'inégalité diurne et l'une des raisons de l'existence d'un cycle de marées bimensuelles sont expliquées si l'effet de la déclinaison de la Lune est considéré (son angle au nord ou au sud du plan équatorial de la Terre, dû à l'inclinaison moyenne de 23,5° de l'axe de la Terre par rapport au plan de l'orbite de la Lune). Supposons que la Lune soit située à sa déclinaison nord ou sud maximale (fig. 3.10A, C) : comme d'habitude, deux pleines mers se produisent par jour, mais parce que les renflements ne sont par symétriques à l'axe de rotation de la Terre, l'un d'eux entraîne une pleine mer plus forte que l'autre le long d'un parallèle de latitude donné. (Les pleines mers sont alors égales seulement à l'équateur.) Cette différence est l'inégalité diurne; comme cela est mentionné précédemment, elle est plus grande au moment des marées tropiques, lorsque la Lune est à sa déclinaison la plus importante. D'autre part, dans la figure 3.10B, il ne se présente aucune inégalité dans les deux marées quotidiennes parce que les renflements et les creux de la marée ne sont pas symétriques par rapport à l'axe de la Terre. Ce sont les marées équatoriales semi-diurnes. Remarquez également que l'amplitude de la marée est supérieure à la normale pendant les marées tropiques et inférieure à la normale durant les marées équatoriales.

La Lune met environ 7 jours avant de passer de la position a à la position b dans la figure 3.10 (inégalité diurne décroissante) et encore 7 jours avant d'atteindre la position c (inégalité diurne croissante), ce qui entraîne un cycle de 2 sem dans l'amplitude des marées. Les variations produites de cette façon sont appelées marées de déclinaison et sont un aspect important des régimes côtiers des marées, particulièrement dans le détroit de Puget et à l'extrémité est du détroit Juan de Fuca. Dans le détroit de Géorgie, les effets de déclinaison sont plus marqués au sud et décroissent vers le nord.

Il existe également un important cycle presque bimensuel de l'amplitude des marées, produit par l'attraction maréale du Soleil, qui est resté méconnu jusqu'à présent. Sa présence explique une facette des marées, connue depuis des milliers d'années : les marées ont tendance à avoir une amplitude plus importante au moment d'une nouvelle Lune ou d'une pleine Lune que vers les quartiers de la Lune. Celles à importante amplitude sont appelées marées de vive eau. Les marées à amplitude plus faible sont appelées marées de morte eau. Les marees de vive eau ont des amplitudes environ

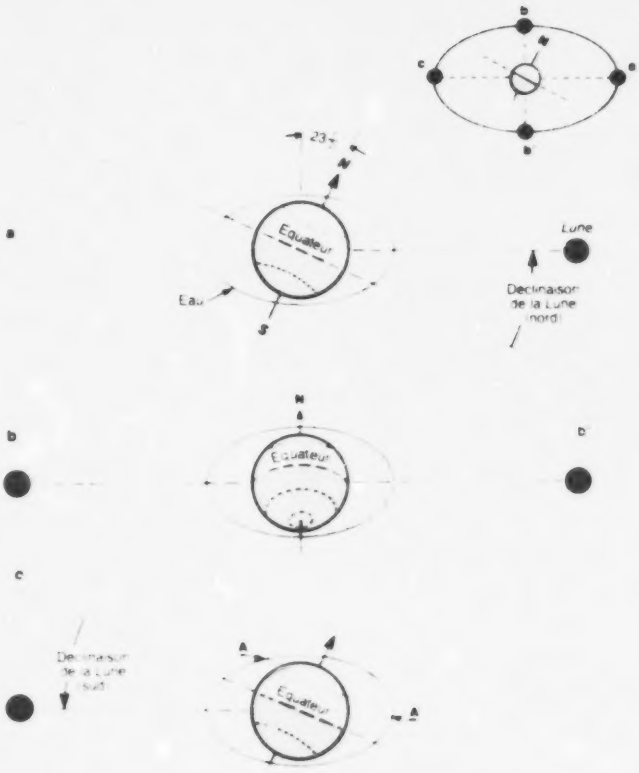


FIG. 3.10 Marées de type déclinaison. Sauf pendant quelques jours chaque mois, les ondes de marée sont asymétriques par rapport à l'axe de rotation nord-sud de la Terre à cause de l'inclinaison moyenne de 23½° du plan orbital de la Lune (voir figure en haut à droite). Parce que la Terre est en rotation alors que les renflements sont fixes, les marées observées au point latitudinal, A, sont plus élevées que celles au même point, A, ½ jour (lunaire) plus tôt; la différence dans les hauteurs de la marée est l'inégalité diurne. C'est seulement lorsque la Lune est au-dessus de l'équateur (b et b') que les distorsions de la marée sont symétriques à l'axe de la Terre. Note: Les configurations a et c sont vues du point b' de la figure en haut à droite; les configurations b et b' sont vues du point c. L'intervalle entre les points a et c est d'environ 15 jours.

20 % plus importantes que les marées moyennes, alors que les marées de morte eau sont environ 20 % plus faibles.

Les marées de cette sorte, dont l'amplitude varie en fonction des phases lunaires, sont appelées marées de type synodique. Leur origine s'explique aisément.

Pendant une pleine Lune ou une nouvelle Lune, le Soleil est en ligne ou en conjonction avec la Lune et la Terre (fig. 3.11). Les renflements et les creux des marées produits par le Soleil renforcent alors ceux produits par la Lune, ce qui entraîne une amplitude exceptionnellement forte dans les marées quotidiennes. Pendant les quartiers de la Lune, d'autre part, le Soleil est en opposition et les renflements de marée engendrés emplissent partiellement les creux créés par la Lune. Ce phénomène s'accompagne d'un abaissement des renflements de la Lune par les creux engendrés par le Soleil et

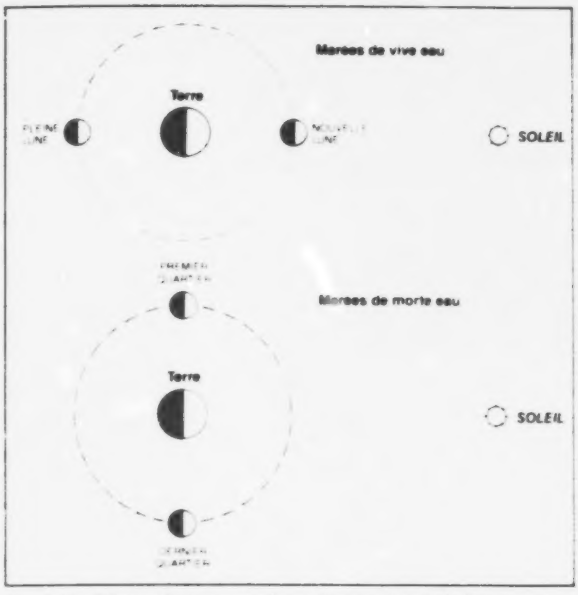


FIG. 3.11 Marées de type synodique. Vue en plan de l'alignement relatif du Soleil, de la Lune et de la Terre pendant les marées de vive eau et de morte eau.

est suivi d'une réduction de l'amplitude des marées sous la normale. Comme il existe environ 15 jours entre une nouvelle Lune et une pleine Lune, une variation périodique de 15 jours se manifeste dans l'amplitude des marées. Il est à remarquer que la période des marées synodiques est d'environ 1 journée plus longue que celle des marées de déclinaison. Autrement dit, le mois synodique est environ 2 jours plus long que le mois sidéral normal de $27^1/_3$ jours. Cette différence, bien qu'elle constitue seulement l'une des raisons du comportement complexe des marées, a une origine analogue à la différence de 50 min entre le jour solaire et le jour lunaire. Supposons que la Lune et le Soleil soient en conjonction (fig. 3.12), pendant les $27^1/_3$ jours que met la Lune à décrire une orbite autour de la Terre, la planète franchit $^1/_{12}$ de son orbite autour du Soleil. Il en résulte que 2 jours de plus sont nécessaires au Soleil et à la Lune pour être à nouveau en conjonction.

Des variations cycliques relativement courtes des amplitudes des marées côtières se présentent également à cause de l'excentricité de l'orbite de la Lune autour de la Terre (fig. 3.13). Ces variations peuvent être également expliquées par la théorie de l'équilibre. Dans ce cas, la force marégénératrice lunaire fait que les renflements et les creux des marées sont plus prononcés lorsque la Lune est au point le plus rapproché de la Terre (périgee) et moins prononcés lorsque la Lune est au point le plus éloigné, (apogée). Connue sous le nom de marées de type anomalistique, ces variations de l'amplitude des marées ont une période de $27^1/_2$ jours. Dans les eaux côtières protégées, ces marées ont une importance presque égale à celle des marées synodiques, alors que sur la côte extérieure, elles ne causent apparemment qu'une modification de 7 mo dans l'amplitude des marées de morte eau et de vive eau.

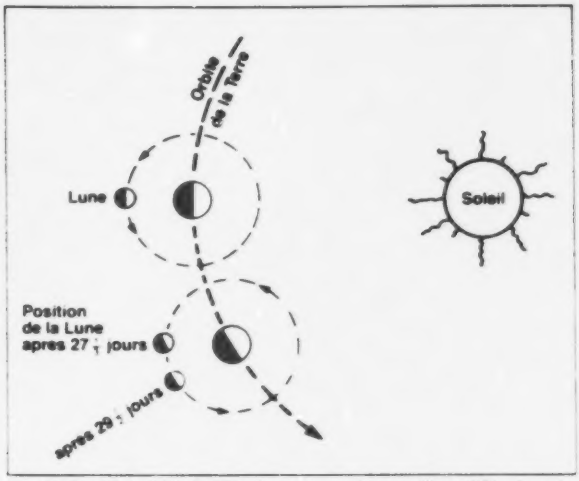


FIG. 3.12 Mois sidéral ($27^1/_3$ jours) et mois synodique ($29^1/_2$ jours).

La figure 3.13 montre également que l'excentricité de l'orbite de la Lune peut conduire à une inégalité dans les durées entre la pleine Lune et la nouvelle Lune, ainsi qu'entre la nouvelle Lune et la pleine Lune, bien que la période totale doive correspondre à un mois synodique de $29^1/_2$ jours. Cela s'ajoute à une variation maréale, déjà compliquée, de 2 sem. Considérons la situation suivante : lorsque le Soleil est situé à l'opposé du point P, la Lune est nouvelle à ce point. Elle est presque pleine

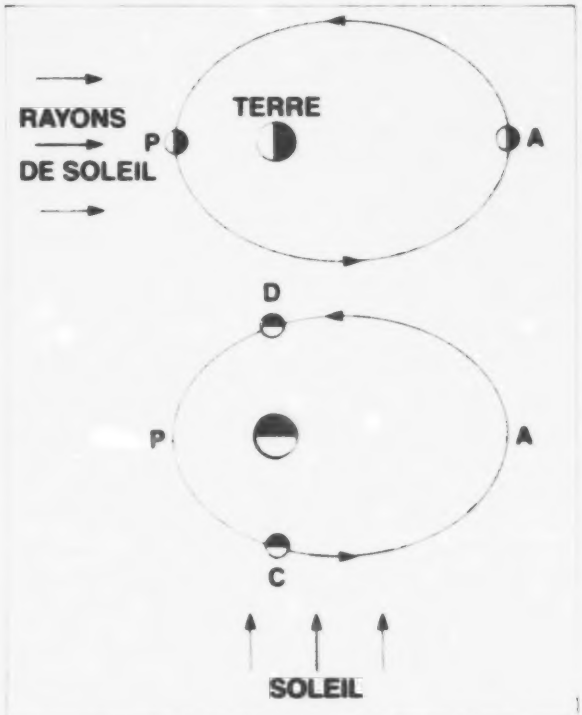


FIG. 3.13 Marées de type anomalistique. L'orbite légèrement elliptique de la Lune autour de la Terre, exagérée pour les besoins de l'illustration, fait que la Lune est au plus près au périgée (P) et au plus loin à l'apogée (A).

en A; et vice versa. Dans les deux situations, la période de temps qui sépare la nouvelle Lune de la pleine Lune est égale à celle de la pleine Lune à la nouvelle Lune, ou exactement 14 jours, 18 h 22 min. Maintenant, supposons que le Soleil est situé à l'opposé du point C. La Lune est donc nouvelle en C et pleine en D, et sous forme de quartier en P et en A. Parce que la vitesse de l'orbite de la Lune est au plus faible près de l'apogée (A) et au plus fort près du périgée (B), et parce que la distance de A à C est plus grande que celle de P à C, l'intervalle de temps entre la nouvelle Lune et la pleine Lune (C à D) sera plus long que celui entre la pleine Lune et la nouvelle Lune (D à C). Précisément, les intervalles sont de 15 jours, 14 h 12 min, et de 13 jours, 22 h 32 min respectivement; c'est là le type de variabilité extrême prévu dans le caractère répétitif des marées de type synodique associées aux phases de la Lune.

Certains concepts déjà mentionnés peuvent expliquer les marées de la figure 3.5. Par exemple, les inégalités diurnes maximales se présentent chaque fois qu la Lune est à sa déclinaison nord maximale (N) ou sud (S) de l'équateur, alors que les plus petites inégalités se présentent lorsque la Lune est à l'équateur (É). Ces conditions sont montrées schématiquement dans la figure 3.10A–C, respectivement. Les marées le long de la côte extérieure sont fortement synodiques, atteignent les plus fortes amplitudes de vive eau immédiatement après les nouvelles Lunes et pleines Lunes, et les plus faibles amplitudes de morte eau après les quartiers de la Lune. Le léger retard est causé par le décalage toujours présent de la réaction de l'océan aux forces marégénératrices. Dans la figure 3.5. une marée de vive eau se produit lorsque la Lune est au périgée (P) et est ultérieurement grossie; l'autre se présente près de l'apogée de la Lune et est affaiblie.

La marée synodique est beaucoup moins prononcée dans les eaux côtières protégées que le long de la côte extérieure, comme l'indique l'amplitude relativement faible au moment de la pleine Lune. La marée de déclinaison, cependant, est plus prononcée parce que les faibles amplitudes se manifestent juste après le moment où la Lune a traversé l'équateur (É) (fig. 3.5). La marée de déclinaison est encore augmentée par la marée anomalistique; l'amplitude la plus importante se produit donc près du périgée de la Lune, et l'amplitude moindre, près de son apogée. Des exemples pour d'autres mois ou d'autres régions présenteraient évidemment des modifications de marée différentes.

Marées à période longue

En plus des cycles quotidiens, bimensuels et mensuels de l'amplitude des marées, il existe de petites modulations cycliques qui se manifestent pendant de longues périodes. Deux fois l'an, par exemple, aux solstices d'été et d'hiver (le 21 juin et le 22 décembre), le Soleil atteint sa déclinaison maximale par rapport à l'équateur (fig. 3.14). Lorsque le Soleil et la Lune sont en conjonction vers ces dates, les marées de vive eau le long de la côte de la Colombie-Britannique sont au plus fort. Pendant les équinoxes d'automne et du printemps,

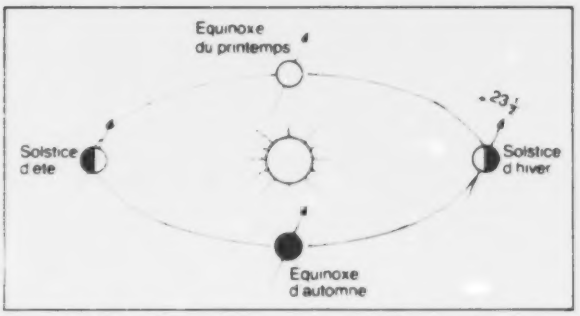


FIG. 3.14 Déclinaison solaire causée par l'inclinaison de 23½° de l'axe de la Terre par rapport au plan orbital.

d'autre part, alors que le Soleil est au-dessus de l'équateur (le 22 septembre et le 21 mars) et la Lune aux quartiers, les marées de morte eau sont au plus faible. Cette variation semi-annuelle de la déclinaison du Soleil produit des effets remarquables sur les eaux adjacentes au détroit de Géorgie, où les marées les plus faibles de l'année se produisent vers minuit juste avant Noël et vers midi fin juin; Vancouver en est un excellent exemple.

Il existe une petite variation annuelle de l'amplitude des marées, associée à l'orbite légèrement elliptique de la Terre autour du Soleil, et un cycle moyen de 14 mo de l'amplitude des marées d'environ ½ cm (appelé marée du pôle), entraînée par une oscillation de l'axe de rotation de la Terre, connue sous le nom de période de Chandler. Des différences dans la pression atmosphérique moyenne et dans la densité moyenne de l'eau de mer près des côtes en hiver et en été causent des fluctuations annuelles du niveau de la mer d'environ 10 à 20 cm. (Les effets de ce genre sont appelés barométriques inversés et stériques, respectivement.) Une variation importante à longue période est entraînée par l'inclinaison de 5° du plan orbital de la Lune par rapport à celui de la Terre (fig. 3.15). La ligne d'intersection formée là où le plan orbital de la Lune croise celui de la Terre se meut lentement et décrit une révolution en 18,6 a. (Donc, théoriquement, il devrait être possible d'utiliser les tables des marées d'il y a 19 ans pour prédire de façon exacte les marées d'aujourd'hui; en pratique, les choses sont un peu plus compliquées.) Une fois durant chaque « cycle de 19 ans », l'inclinaison de l'orbite de la Lune s'ajoute à l'inclinaison de 23,5° de l'axe de la Terre, ce qui entraîne des déclinaisons lunaires maximales de 28,5° (= 23,5 + 5°). À de tels moments (le plus récent date de 1969), la ligne qui passe au centre de la force marégénératrice lunaire varie de 57° du nord au sud sur la surface de la Terre chaque mois; les inégalités diurnes sont donc les plus importantes. Après 9,3 a, la déclinaison lunaire tombe à 18,5° (= 23,5–5°), les variations mensuelles nord–sud sont réduites à 37° et les inégalités diurnes sont minimes.

D'autres changements à longue période de l'amplitude des marées comprennent un cycle de 8,8 a, associé aux modifications de l'excentricité de l'orbite de la Lune autour de la Terre, et un cycle de 20 940 a, causé par une oscillation de l'orbite de la Terre autour du Soleil. À l'échelle des temps géologiques, des variations

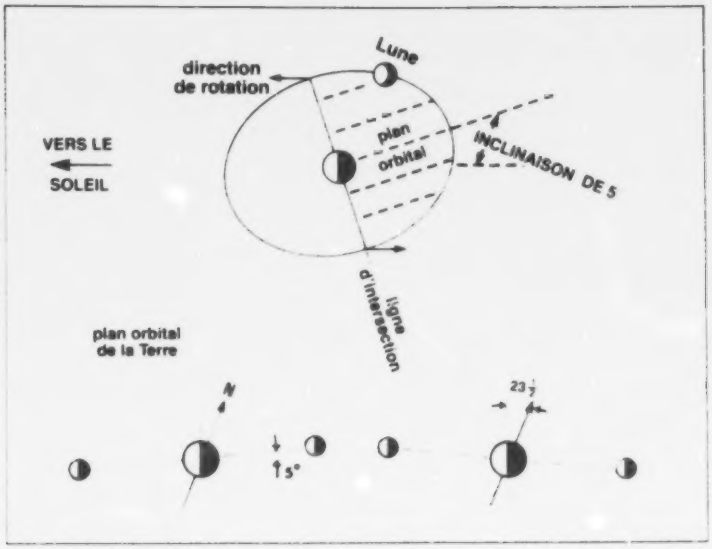


FIG. 3.15 L'inclinaison de 5° du plan orbital de la Lune par rapport au plan orbital de la Terre autour du Soleil. La ligne d'intersection est en mouvement lent autour du centre de la Terre. Chaque oscillation complète du plan orbital de la Lune prend 18,6 a. Les diagrammes du bas montrent comment l'inclinaison de 5° accroît la déclinaison maximale possible de la Lune à 28½° (côté droit) et, 9,3 a plus tard, la ramène à 18½° (côté gauche).

importantes et irrégulières du niveau de la mer sont produites par le décroissement et l'accroissement des glaciations. De plus, avant la fragmentation du Pangée en continents distincts (chapitre 1), le supercontinent était peu élevé par rapport au niveau de la mer et permettait donc d'importantes inondations par la mer. Après le morcellement, les continents individuels s'élevèrent par rapport au niveau de la mer et le degré d'inondation diminua.

Composantes de la marée

L'analyse précise des marées nécessite que les enregistrements du niveau de la mer soient décomposés systématiquement en leurs divers éléments; chaque élément ou composante possède une amplitude spécifique et une période cyclique ou fréquence particulière. L'analyse d'enregistrements de marées est analogue à la décomposition d'ondes sonores ou de notes de musique en fréquences harmoniques variées. Le long de la côte ouest canadienne, il existe quatre composantes principales qui, lorsqu'elles s'ajoutent, expliquent presque toute la variation de l'amplitude des marées pendant un mois. La plus importante est la composante semi-diurne lunaire principale (marée M_2, où le 2 est le nombre de cycles par jour) associée à l'attraction gravitationnelle de la Lune. Sauf près de Victoria et à quelques autres endroits spéciaux, cette contribution explique généralement environ 50 % de l'amplitude des marées. Vient ensuite la composante diurne principale mixte (ou marée K_1), d'un cycle par jour lunaire, qui, comme tous les effets diurnes, est due à la déclinaison de la Lune et (ou) du Soleil. Elle explique environ 25 % de l'amplitude des marées et est responsable en grande partie de l'inégalité diurne (fig. 3.16). Près de Victoria, où elle crée des marées diurnes, cette composante devient plus importante que ne l'est celle de la marée M_2. Les deux prochaines composantes majeures de l'amplitude des marées sont la composante principale

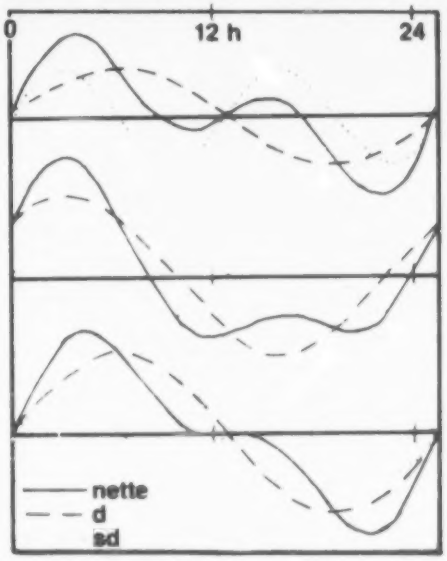


FIG. 3.16 Les marées de type mixte (lignes pleines) résultent de l'addition d'une marée diurne (d) et d'une marée semi-diurne (sd). La hauteur et l'inégalité diurne de la marée nette est différente dans chaque exemple à cause des différences de la contribution diurne par rapport à la contribution semi-diurne fixe.

TABLEAU 3.1 Ampleurs en m des quatre composantes principales responsables de la hauteur des marées à différents endroits le long de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. Chaque valeur se rapporte à des mesures de hauteur de marée pour 1 an sauf au mont sous-marin Union, où les observations ont duré 110 jours. Le rapport détermine le type de marée. (MSD = mixte, à prédominance semi-diurne; MD = mixte, à prédominance diurne). (Source : Commission hydrographique du Canada).

Emplacement	Composante				Rapport	Type de marée
	O_1	K_1	M_2	S_2	$(O_1 + K_1) \div (M_2 + S_2)$	
Mont sous-marin Union						
49°35' 132°47'	0,079	0,131	0,277	0,087	0,720	MSD
Tofino						
48°09' 125°55'	0,246	0,389	0,991	0,280	0,500	MSD
Port Renfrew						
48°33' 124°25'	0,287	0,458	0,712	0,210	0,809	MSD
Victoria						
48°25' 123°22'	0,370	0,627	0,373	0,102	2,100	MD
Port Townsend						
48°08' 122°46'	0,437	0,616	0,680	0,190	1,210	MSD
Seattle						
47°36' 122°20'	0,459	0,837	1,066	0,263	0,975	MSD
Sidney						
48°39' 123°24'	0,445	0,766	0,555	0,132	1,763	MD
Pointe Atkinson						
49°20' 123°15'	0,477	0,858	0,917	0,233	1,161	MSD
Comox						
49°40' 124°56'	0,489	0,885	1,002	0,253	1,095	MSD
Campbell River						
50°01' 125°14'	0,485	0,846	0,826	0,203	1,293	MSD
Alert Bay						
50°35' 126°56'	0,306	0,516	1,272	0,406	0,490	MSD
Queen Charlotte City						
53°15' 132°04'	0,315	0,511	1,975	0,651	0,315	MSD
Prince Rupert						
54°19' 130°20'	0,314	0,513	1,957	0,644	0,318	MSD

solaire semi-diurne (marée S_2) associée à l'attraction gravitationnelle du Soleil, et la marée diurne (O_1) liée à la seule déclinaison de la Lune. Ces éléments sont responsables de 15 à 20 % de l'amplitude des marées, alors que 5 à 10 % est causé par des effets mineurs, telles la composante de marée P_1 entraînée par la seule déclinaison du Soleil et la composante de la marée N_2 produite par la variation de la distance Terre-Lune pendant un mois.

Le rapport des ampleurs donné par $(K_1 + O_1) \div (M_2 + S_2)$ détermine le type de marée. Lorsque le rapport est inférieur à 0,25, la marée est dite semi-diurne; si le rapport varie entre 0,25 et 1,50, la marée est dite mixte à prédominance semi-diurne; entre 1,50 et 3, la marée est dite mixte à prédominance diurne; finalement, si le rapport est supérieur à 3, la marée est dite diurne. Certaines valeurs sont présentées dans le tableau 3.1.

Marées côtières

Les explications précédentes offrent au mieux un simple cadre pour la compréhension des marées. Non seulement les continents entravent le libre passage des ondes de marée, mais des variations de la profondeur de l'océan modifient la direction et les vitesses de propagation tandis que le frottement du fond ralentit les mouvements. De plus, la force de Coriolis associée à la rotation de la Terre (voir ci-dessous) dévie les mouvements de la marée et les force à se déplacer avec les continents à la droite de leur trajectoire dans l'hémisphère nord. Les ondes de marée se déplacent donc toujours vers le nord le long des côtes extérieures de l'Amérique du Nord mais vers le sud le long de la côte d'Asie. Près des côtes et dans les eaux côtières protégées, la réponse du niveau de la mer aux ondes de marée est fortement liée à la forme du bassin dans lequel elles se propagent. Chaque bassin se comporte différemment. L'exemple classique de la façon dont la forme d'un bassin influe sur la marée océanique montante est la baie de Fundy, où une amplitude de 3 m à l'entrée peut atteindre 18 m à la tête.

Malgré les complications, il est possible de présenter une image générale de la propagation des ondes de marée dans la région côtière de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington; avant d'en parler, nous examinerons les effets de la rotation de la Terre sur la marée.

La force de Coriolis

Les fluides, tels l'air et l'eau, subissent une légère déviation vers la droite de leur trajectoire dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud lorsqu'ils se déplacent librement sur la croûte terrestre. Sur de courtes distances, ces déviations sont trop petites pour être décelables, mais sur des distances assez importantes, elles peuvent s'ajouter pour produire un « écart » appréciable par rapport à la trajectoire originale.

Cet effet est lié à la façon dont le mouvement est mesuré relativement à un cadre de référence en rotation. Or la Terre tourne dans l'espace; si la Terre ne pivotait

pas sur elle-même, cet effet serait inexistant.

Comparons la Terre en rotation à un carrousel et imaginons qu'une personne essaie de lancer une balle à une autre personne placée de l'autre côté du carrousel : la force de Coriolis est partiellement expliquée. Lorsque la balle est lancée, elle se déplace naturellement en ligne droite (les balles papillons ne sont pas admises), et pourtant elle n'atteint jamais le receveur de l'autre côté. Pourquoi ne l'atteint-elle pas? Évidemment, parce que le receveur s'est déplacé par rapport à l'endroit où la balle a été lancée. Mais supposons qu'aucun des joueurs ne puisse voir hors des limites du carrousel et que tous deux soient inconscients de leur déplacement en cercle, tout comme nous ne réalisons pas que la Terre tourne; il leur semblerait que la balle décrit une courbe, comme si elle était touchée par quelque force mystérieuse! Bien sûr, une telle force n'existe pas, n'étant qu'apparente. Néanmoins, l'effet est assez réel pour les joueurs, tout comme il l'est pour des observateurs de mouvements à grande échelle sur la Terre (fig. 3.17). Cette force apparente qui fait dévier les objets qui se déplacent librement d'une trajectoire qu'on aurait cru droite est la force de Coriolis (du nom du mathématicien français Gaspard Coriolis, qui la décrivit le premier en 1835). Elle a une forte influence en déterminant les configurations des vents dominants de l'atmosphère et de la circulation des océans du monde. Des aéronefs long-courriers, tels les jets, et les fusées doivent continuellement rajuster leur position en fonction de cette force afin d'atteindre leur destination. Cependant, une automobile ne répond pas à la force de Coriolis parce qu'elle est retenue à tout moment à la surface de la Terre par le frottement entre les pneus et la route.

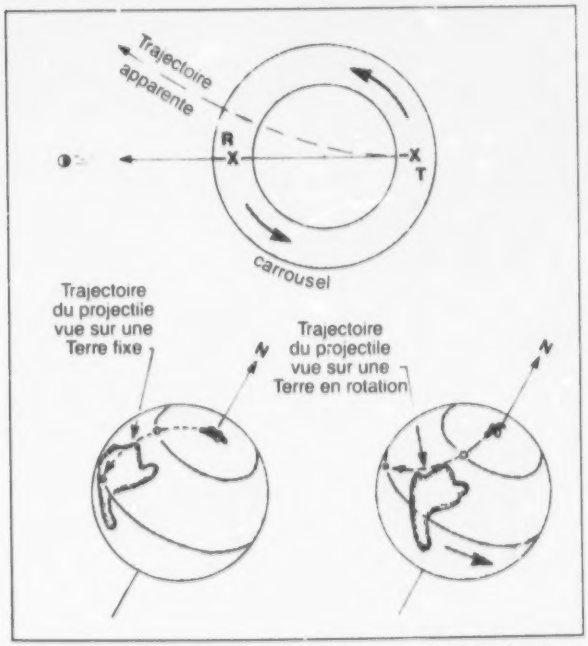


FIG. 3.17 La force de Coriolis. *Figure du haut :* la balle est lancée en ligne droite de T vers R sur un carrousel et semble être déviée vers la droite, c.-à-d. être soumise à l'action d'une force. *Figures du bas :* l'effet de la rotation de la Terre sur un boulet de canon tiré du pôle nord vers l'équateur (vu de la surface de la Terre).

À cause de la déviation causée par la force de Coriolis, l'onde de marée progressive se propage vers le nord le long de la côte ouest de l'Amérique du Nord en « s'appuyant » contre la côte (fig. 3.18). Cela entraîne la diminution vers la mer de la pente du niveau des océans et une baisse correspondante de l'amplitude des

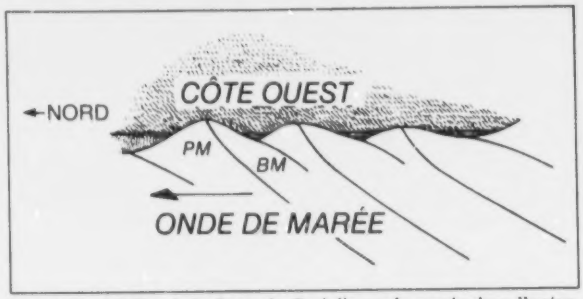


FIG. 3.18 L'effet de la force de Coriolis sur la marée dans l'océan Pacifique Nord-Est. L'onde de marée se propage nécessairement vers le nord, en s'appuyant contre la côte là où se manifeste l'amplitude des marées maximale.

marées vers le milieu de l'océan. En général, cette pente des niveaux de pleine mer et de basse mer décroît en moyenne d'à peu près 50 cm par 500 km; à environ 2 500 km au sud-ouest de l'île Vancouver, l'amplitude des marées diminue de façon minimale; elle s'accroît ensuite en direction de l'Asie.

Dans la région nord-est de l'océan Pacifique, la vitesse de l'onde de marée le long de la côte extérieure est généralement d'environ 740 km/h (400 kn), sauf au-dessus de la plate-forme continentale où elle ralentit un peu à cause des profondeurs plus faibles. Par suite de la grande vitesse de l'onde, il existe très peu de décalage entre le même stade d'une marée d'une région à l'autre; en voici des exemples (fig. 3.19) (D'après Dohler 1964).

De la baie Barkley au cap Scott sur la côte ouest de l'île Vancouver, la marée se manifeste presque simultanément et son amplitude moyenne est d'environ 3 m. À mesure qu'elle se déplace dans les nombreux inlets de cette région, l'amplitude s'accroît légèrement, mais la marée avance régulièrement, sauf dans le passage très étroit du goulet Quatsino, où la marée retarde d'environ 45 min par rapport à celle de la côte.

Le long de la côte ouest des îles Reine-Charlotte et des rives continentales du bassin Reine-Charlotte, la marée se manifeste simultanément, mais 30 min plus tard que sur l'île Vancouver. L'amplitude de la marée du côté terre du bassin s'accroît encore davantage à mesure que la marée se propage dans les divers inlets profonds, et atteint à leurs têtes 5 m à l'heure. À mesure que la marée se propage vers le nord, depuis le bassin Reine-Charlotte jusqu'au détroit d'Hécate, son amplitude s'accroît en fonction de la diminution de la profondeur du passage. Cela se manifeste en un accroissement, du sud au nord, de la différence d'amplitude et d'heure de la marée le long de la rive continentale du détroit d'Hécate. Une situation semblable se présente lorsque la marée pénètre dans le chenal Skidegate qui sépare les îles Graham et Moresby : une amplitude de la marée de 4,3 m à l'entrée côtière passe à 7,8 m à Queen Charlotte City, municipalité située aux deux tiers en aval du chenal.

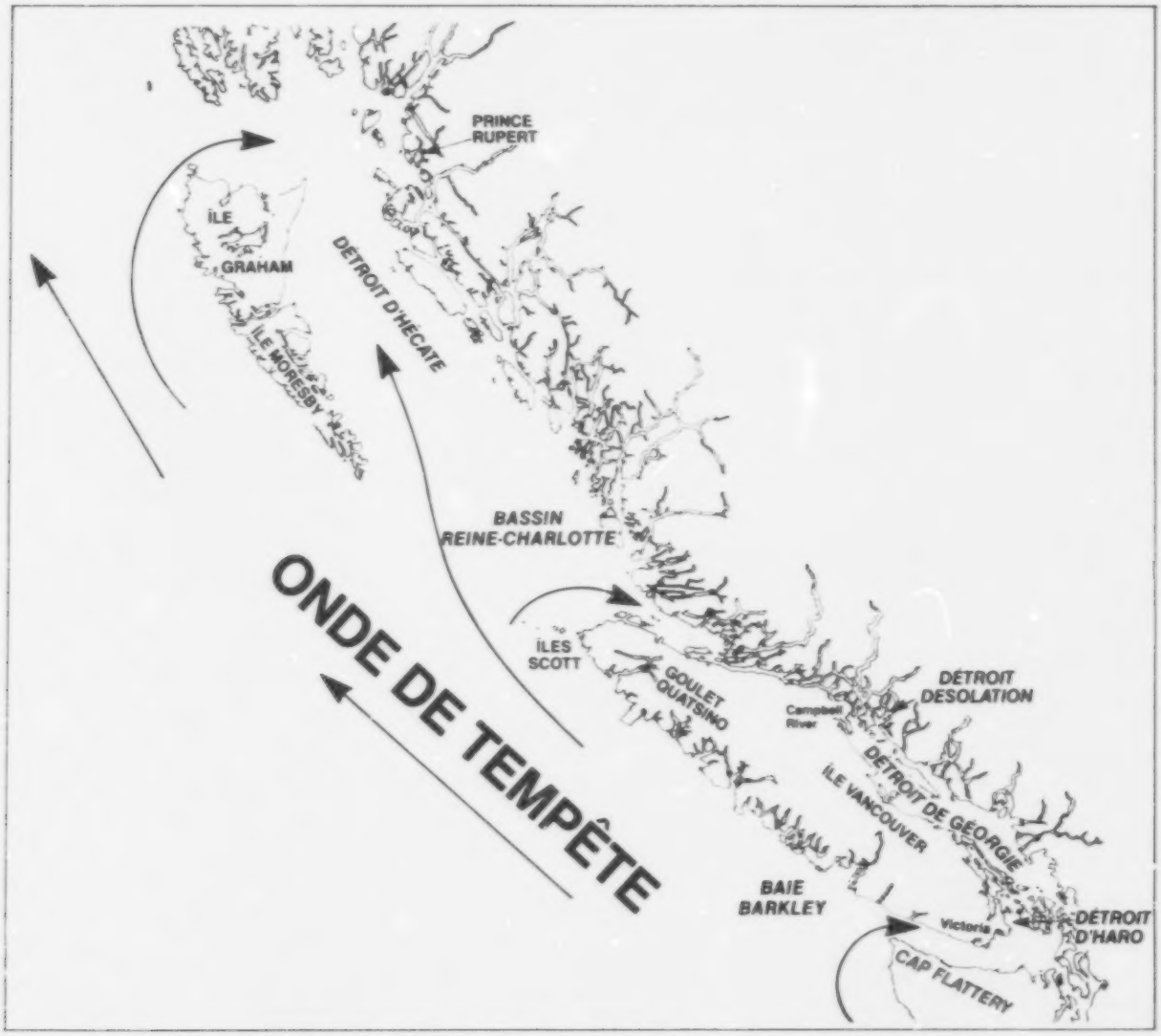


FIG. 3.19 Propagation de la marée le long de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington.

Lorsqu'elle contourne la pointe nord-est de l'île Graham, la marée se propage plus lentement et atteint l'inlet Masset environ 1 h plus tard qu'au détroit d'Hécate. À Prince Rupert, la marée se manifeste une heure plus tard qu'au large de l'île Vancouver et connaît une amplitude moyenne de 4,9 m.

L'onde de marée met entre 2 et 4 h pour se propager du détroit Juan de Fuca à l'entrée du détroit d'Haro. En cours de route, l'amplitude décroît depuis l'entrée du cap Flattery jusqu'à Victoria, où l'amplitude moyenne est d'environ 2 m. Lorsque la marée se faufile entre Victoria et les îles San Juan, elle est déviée légèrement vers l'est et produit des marées légèrement plus élevées du côté des États-Unis que du côté de Victoria. Il existe un décalage d'environ 1 h entre le moment où la marée s'infiltre dans les chenaux étroits des détroits d'Haro et Rosario et celui où elle tente de pénétrer dans les passages étroits entre les îles Gulf. Les rapides courants de marée dans cette région sont une conséquence évidente de ce décalage. Dans le détroit de Géorgie, cependant, les changements du niveau de l'eau se manifestent presque simultanément; en effet, deux points sont soumis aux mêmes stades de la marée en moins de 30 min.

Entre le cap Scott et la ville Campbell River, le passage qui sépare l'île Vancouver du continent est étroit et parsemé d'îles. Cela, en plus du fait que la marée met presque 2 h de plus pour atteindre les parties les plus étroites du chenal lorsqu'elle vient du sud que lorsqu'elle vient du nord, explique la rapidité extrême des courants de marée associés aux rapides Seymour, Yuculta, Surge, Hole-in-the-Wall, Okosillo et Arran. Cette différence est le résultat d'un décalage de 2 h entre la marée à Campbell River et celle au goulet Seymour.

Parce que la propagation de l'onde de tempête venant du sud est pratiquement bloquée par l'onde de tempête venant du nord à l'extrémité nord du détroit de Géorgie, le brassage d'eau est tellement minimisé qu'un réchauffement appréciable des quelques mètres supérieurs peut se produire pendant l'été. Dans des régions tranquilles, tel le détroit de Desolation, les températures de surface peuvent atteindre 25°C fin juillet.

Marées non astronomiques

Les types de marées décrites jusqu'à maintenant sont connues sous le nom de marées astronomiques parce qu'elles sont engendrées par des forces de gravitation. Bien que celles-ci soient, et de loin, les types prédominants dans l'océan, les changements diurnes et semi-diurnes du niveau de la mer peuvent être produits par divers autres mécanismes. La plupart sont liés à des processus météorologiques.

À cause de la rotation quotidienne de la Terre, l'expansion et la contraction de la surface de l'océan par le réchauffement pendant le jour et le refroidissement pendant la nuit entraînent des variations du niveau de la mer qui ressemblent à des marées. (De semblables fluctuations de l'air sont la cause principale d'importantes marées atmosphériques. Bien que ce cycle réchauffement–refroidissement soit essentiellement diurne, les marées, quant à elles, sont semi-diurnes. Ce paradoxe apparent fut résolu à la fin du XIX[e] siècle lorsqu'on montra que l'atmosphère du monde entier est plutôt en résonance avec les composantes faibles semi-diurnes du réchauffement, mais ne peuvent jamais être en harmonie avec les composantes diurnes, beaucoup plus fortes, de cet entraînement cyclique.) Des effets semblables sont produits par des fluctuations de la pression barométrique et par le rythme quotidien des vents d'afflux et de reflux qui déplacent l'eau en direction et loin des côtes. Ces marées, dites de rayonnement, sont extrêmement difficiles à différencier des marées astronomiques et sont en général mises dans la même catégorie pour les prévisions publiées dans les tables de marées.

Les ondes de tempête sont des fluctuations maréales de la hauteur du niveau de la mer entraînées par de forts vents côtiers d'afflux et de reflux pendant une tempête importante (fig. 3.20). Leur effet est faible là où les côtes sont abruptes, mais, dans les régions basses, tels la Hollande ou le Bangladesh sur le delta du Gange, elles peuvent entraîner de graves inondations, en particulier lors de périodes où les marées astronomiques sont fortes. En 1970, une onde de tempête au Bangladesh aurait causé la mort d'un demi-million de personnes. La marée la plus haute enregistrée en Colombie-Britannique, 8,1 m à Queen Charlotte City le 12 janvier 1967, se produisit pendant une période de forts vents d'afflux.

Des marées anormalement faibles, causées par des effets météorologiques, peuvent également se produire. Dans le détroit exigu et peu profond de Torres qui sépare la pointe nord-est de l'Australie et la Papouasie-Nouvelle-Guinée, par exemple, des ondes de tempête ont échoué de gros pétroliers dans la vase.

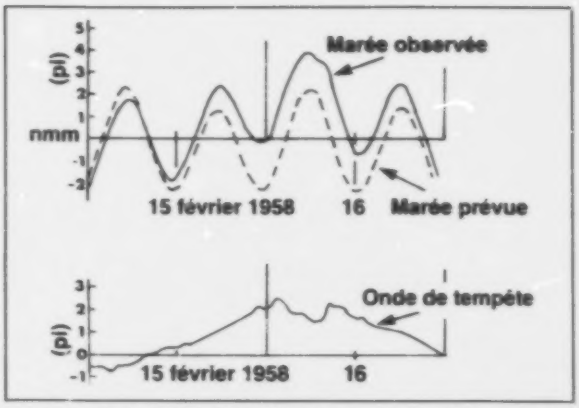


FIG. 3.20 Onde de tempête à Atlantic City, février 1958. L'onde de marée représente l'écart de la marée réelle par rapport à la marée astronomique prévue (nmm = niveau moyen de la mer). (Tiré de Pore 1964)

Dans des bassins semi-fermés, tels des baies et des inlets, des changements du niveau de la mer, rapides mais faibles qu'on appelle seiches, sont parfois enregistrés par les marégraphes. Engendrées par des marées ou des vents locaux, ou par la propagation de certains types de vagues océaniques en travers de l'entrée d'un bassin, l'ampleur et les périodes de ces oscillations sont étroitement liées à la géométrie de la baie dans laquelle elles se forment. Dans les eaux côtières de la Colombie-Britannique, les seiches peuvent avoir des périodes qui vont de quelques minutes à quelques heures et des hauteurs de quelques centimètres; une période typique semble être environ 30 min. Elles s'observent fréquemment à Whaler Bay, à Campbell River, dans la baie Pedder et à Port San Juan sous forme d'ondulations superposées aux courbes de marée plus régulières (fig. 3.21; voir également la figure 3.4 pour Alert Bay). Alors que ces fluctuations peuvent entraîner la montée et la baisse de quelques centimètres du niveau de l'eau d'un bassin sur une période de quelques minutes, il est parfois possible de les remarquer de façon directe. Par une journée très calme où il était assis sur le bord de l'eau au port d'Esquimalt, l'auteur a aperçu une telle variation faible du niveau de la mer le long d'une grande partie de la ligne de rivage.

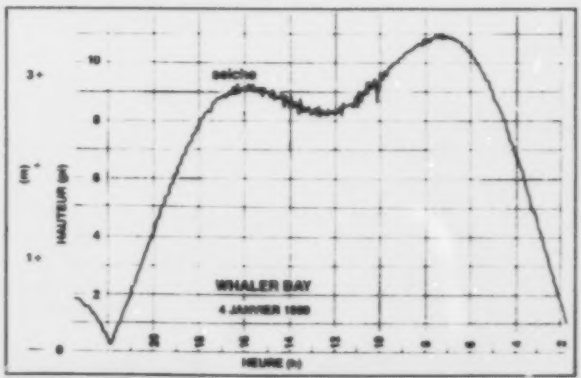


FIG. 3.21 Seiches rapides de petite amplitude superposées à la marée, à Whaler Bay, à l'extrémité sud-est de l'île Galiano, détroit de Géorgie. (Tiré de LeBlond 1972)

Frottement dû à la marée

Dans un processus cosmologique, la dissipation de l'énergie de la marée près des côtes ouvertes du monde (et, dans une moindre mesure, les frottements entre les marées et les fonds océaniques) réduisent la vitesse de rotation de la Terre et allongent les jours de 0,001 s environ tous les 100 ans. Des études d'anneaux de croissance quotidienne de coraux anciens ont montré qu'il y a 370 millions d'années, il y avait presque 400 jours par année au lieu des 365 d'aujourd'hui; une journée faisait donc 21,9 h.

Selon les lois naturelles qui régissent la conservation du moment angulaire, la réduction de la vitesse de rotation de la Terre a été nécessairement accompagnée d'un accroissement de la vitesse orbitale de la Lune, la poussant à décrire une orbite toujours plus grande. Cela a conduit à un décroissement de l'amplitude des marées sur les milliards d'années depuis la formation des océans. La présente récession lunaire de 3,3 cm/an continuera jusqu'à ce que la Terre s'arrête de tourner sur son axe polaire, dans un avenir lointain, tout comme des marées engendrées par la Terre dans le corps solide de la Lune ont arrêté la rotation initiale de celle-ci et l'ont forcée à toujours offrir la même face à la Terre. À ce moment-là, la Terre et la Lune se présenteront toujours les mêmes faces alors qu'elles tourneront autour d'un axe commun pendant une période de 47 jours. La marée solaire prendra le dessus, entraînera une réduction régulière du taux de rotation du couple Terre-Lune autour de leur centre de masse commun et réduira leur distance de séparation jusqu'à ce que la Lune s'approche de la limite de Roche de 18 340 km, moment où sa surface sera déchirée par la force gravitationnelle de la Terre. Des débris de Lune descendront rapidement en spirale vers la Terre et empêcheront peut-être d'autres catastrophes en accroissant la vitesse de rotation du couple Terre-Lune, si bien que la Lune s'éloignera à nouveau de la Terre.

Courants de marée

Les courants de marée sont des courants horizontaux associés à la montée et à la baisse verticales de la marée. Contrairement aux mouvements horizontaux de l'eau engendrés par la plupart des autres processus, ces courants ont des vitesses horizontales presque uniformes à toutes les profondeurs. En haute mer, les vitesses n'atteignent qu'une fraction de kilomètre à l'heure, et une portion d'eau transportée par l'écoulement de marée se déplace généralement d'environ 1 km par demi-cycle de marée. Près de la côte, les vitesses sont supérieures à 1 km/h, et, partant, l'eau se déplace sur des distances plus grandes. Là où les courants varient selon la profondeur, un écoulement indépendant des marées, ou courant résiduel, est également présent. De tels écoulements peuvent être associés à des courants océaniques entraînés par le vent, à la dérive superficielle due au vent, à des mouvements océaniques internes engendrés par l'interaction entre les courants de marée et la topographie du fond, ou à des courants de densité.

FIG. 3.22 Dynamitage du rocher Ripple, dans le goulet Seymour, le 5 avril 1958. Vue vers le nord sur la baie Menzies. (Avec l'autorisation de R.W. Sandilands et du Service hydrographique du Canada)

Les courants de marée sont étudiés en relation avec l'érosion, la propagation des déversements d'hydrocarbures, l'élimination des déchets et la navigation, y compris l'établissement, pour de gros navires, d'itinéraires qui prennent en compte le moment en plus de la sécurité. Les courants de marée, souvent violents dans le goulet Seymour entre l'île Vancouver et l'île Quadra, illustrent le type d'écoulement que tous les navires doivent affronter. Cela valait particulièrement avant le dynamitage du rocher Ripple, le 5 avril 1958, par la plus grosse explosion non nucléaire qui avait eu lieu en temps de paix jusqu'alors (fig. 3.22). Auparavant, les courants de marée rapides et les deux pics rocheux qui s'élevaient dangereusement à 3 m de la surface étaient particulièrement meurtriers : 20 gros navires y avaient fait naufrage et 114 personnes y avaient perdu la vie.

Le courant de marée associé à la marée montante est appelé flot, alors que le courant associé à la marée descendante est appelé jusant. Des expressions couramment utilisées, telles « marée de flot » et « marée de jusant », devraient être évitées, parce que les mouvements de marée horizontaux y sont confondus avec les déplacements verticaux de la marée. (Les vieux documents montrent que les anciens navigateurs utilisaient aussi les mêmes mots pour marée et courant de marée). L'étale se manifeste pendant un petit intervalle entre la fin du flot et le début du jusant, ou vice-versa, lorsque l'eau n'est soumise à aucun mouvement horizontal. Une autre différence est établie entre l'étale de pleine mer, à la fin du flot, et l'étale de basse mer, à la fin du jusant.

Un courant de marée est toujours déterminé par sa direction et sa vitesse, ce qui le rend beaucoup plus difficile et coûteux à mesurer que la marée. Les vitesse observées varient de moins de 0,5 m/s (1 kn) en haute mer à un maximum d'environ 8 m/s (16 kn) dans les rapides Nakwakto qui séparent l'inlet Seymour au nord de l'île Vancouver du bassin Reine-Charlotte. Les vitesses indiquées sur les cartes marines montrent généralement les valeurs maximales prévues pendant les marées de vive eau et de morte eau seulement dans les chenaux principaux, parce que la caractérisation exacte de courants de marée est impossible pour tous les endroits et toutes les heures. Au surplus, ces valeurs sont souvent des estimations et doivent donc être manipulées avec soin.

Bien que le lien entre la marée et les courants de marée soit connu (les marées semi-diurnes à deux pleines mers et deux basses mers par jour, par exemple, comptent deux flots, deux jusants et quatre étales par jour), il n'est pas évident que la force du courant ou l'heure de l'étale à un endroit donné coïncide nécessairement avec les changements verticaux correspondants de la marée. Dans certaines conditions, en fait, l'étale se manifeste au milieu de l'intervalle entre la pleine mer et la basse mer, contrairement à la croyance générale selon laquelle elle se produit à la pleine mer et à la basse mer. Un bon exemple est le lac Nitinat sur la côte ouest de l'île Vancouver (fig. 3.23). Là, le chenal qui relie le lac à l'océan est si étroit que peu d'eau pénètre dans le lac ou en sort; l'amplitude de la marée dans le lac est d'environ

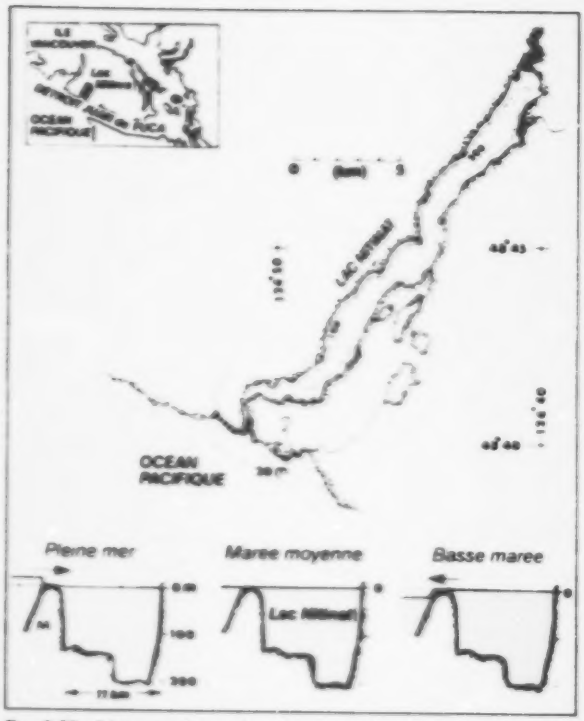


FIG. 3.23 Lien entre la marée océanique et les courants de flot et de jusant qui pénètrent dans le lac Nitinat et en sortent. E = entrée de l'inlet.

0,3 m, alors que l'amplitude de la marée sur la côte est de 3,3 m. Donc, parce que le niveau du lac est presque toujours constant, l'étale se produit dans le chenal lorsque la marée atteint la même hauteur sur la côte que dans le lac, c'est-à-dire environ au milieu de l'intervalle entre la pleine mer et la basse mer. Des courants maximaux, d'autre part, ont tendance à se former là où la différence de hauteur entre le niveau du lac et celui de l'océan est la plus grande, soit à peu près au moment de la marée basse et de la marée haute. Des situations semblables sont fréquentes dans les eaux de la Colombie-Britannique; les courants vifs qui traversent les rapides Nakwakto et ceux de Skookumchuck (inlet Sechelt) en sont deux excellents exemples.

D'autres exemples illustrent la complexité de la relation entre les stades de la marée et les stades des courants : l'absence fréquente d'« étale » ainsi que les courants qui continuent à descendre alors qu'ils devraient remonter.

Afin de comprendre les raisons de telles complications il est essentiel de connaître les processus qui régissent les courants. Les marées et les courants de marée sont reliés de trois façons principales.

A) Comme cela est expliqué précédemment, la marée océanique se propage sous forme d'onde progressive très longue; les pleines mers correspondent aux crêtes des vagues et les basses mers aux creux. Les courants de marée dans l'océan sont des mouvements horizontaux associés au passage de cette vague; les courants de flot correspondent aux mouvements vers

l'avant sous les crêtes, et les courants de jusant, aux mouvements vers l'arrière sous les creux (fig. 3.24). S'ils avaient assez d'espace, c'est ainsi que les marées et les courants de marée seraient liés. Cependant, lorsque les mouvements deviennent limités par les rivages, la situation se transforme généralement, bien que les marées et les courants de marée des chenaux principaux de régions plus importantes, tels le bassin Reine-Charlotte, les détroits d'Hécate et Juan de Fuca, se comportent presque à la façon d'une onde de marée progressive.

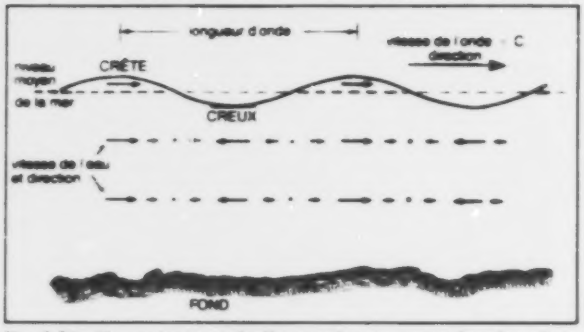


FIG. 3.24 Coupe transversale d'une onde progressive dont les crêtes et les creux se déplacent de gauche à droite à la vitesse c. Les points indiquent une vitesse nulle à mi-chemin entre les crêtes et les creux. La vitesse de l'onde est de beaucoup supérieure aux vitesses des courants associés aux mouvements causés par les vagues.

B) Dans certaines régions importantes et partiellement fermées, la marée ne se comporte plus comme une onde progressive. Dans le détroit de Géorgie, cela est dû à l'onde de marée qui se propage vers le nord du détroit Juan de Fuca, est réfléchie lorsqu'elle atteint l'extrémité nord où les nombreux passages étroits et îles lui font barrière. Cette déviation engendre une onde stationnaire (formée lorsque deux vagues identiques qui se propagent dans des directions opposées se superposent), de sorte que le niveau de la mer soulève et s'abaisse comme s'il s'agissait d'une baignoire géante (fig. 3.25). La relation entre les marées et les courants de marée pour une telle onde est diamétralement opposée à celle pour une onde progressive, parce que les courants de marée maximaux sont à mi-chemin entre la pleine mer et la basse mer. Nous reviendrons là-dessus lorsque nous parlerons de la circulation dans le détroit de Géorgie, au chapitre 10. Dans les inlets profonds, la marée ressemble plutôt à une onde stationnaire, bien que tous les inlets soient beaucoup trop courts pour permettre que l'onde entière l'occupe au même moment. Donc, une variation de la hauteur de la marée à l'entrée de l'inlet se perpétue à travers l'inlet presque simultanément; la pleine mer se manifeste à l'entrée seulement quelques minutes avant qu'elle ne se manifeste à la tête (tableau 3.2). Les vitesses des courants sont généralement inférieures à quelques kilomètres à l'heure; les vitesses maximales se situent entre la pleine mer et la basse mer, et les étales, à la pleine mer et à la basse mer (fig. 3.26).

C) Dans les passages et les goulets, la différence du niveau de l'eau entre deux extrémités du chenal engendre des courants qui tendent à rétablir l'équilibre. Cette différence, appelée charge hydraulique, est créée par le décalage de l'arrivée de la marée aux deux extrémités, ou par la différence d'amplitude de la marée aux deux extrémités. Des courants de marée produits de cette façon se retrouvent dans les nombreuses passes entre les îles San Juan et Gulf. Par exemple, dans la passe Active, les courants de marée sont uniquement déterminés par la charge hydraulique et ne ressemblent en rien aux jusants et aux flots du détroit de Géorgie. Le

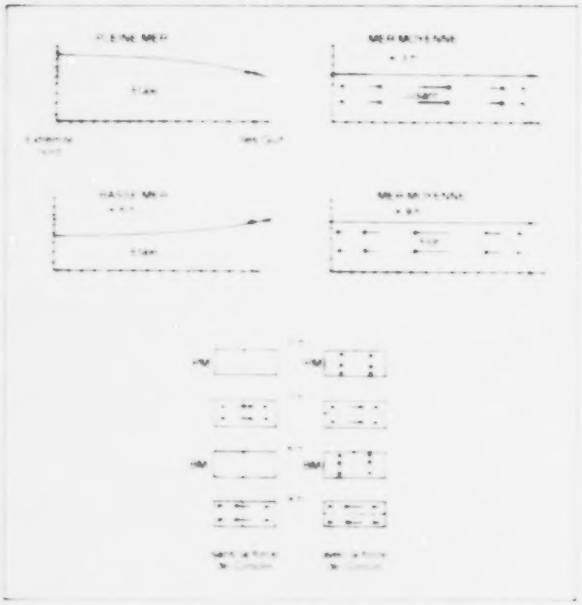


FIG. 3.25 Graphique simplifié de la configuration d'une onde stationnaire dans le détroit de Géorgie. *En haut* : relation entre le niveau de la mer et le courant de marée pour 4 stades de la marée semi-diurne; la longueur des flèches est proportionnelle à la vitesse du courant. *En bas* : les courants de surface correspondants, avec (du côté droit) et sans (du côté gauche) l'effet de la force de Coriolis. Les heures d'« étale » coïncident avec les faibles courants qui traversent les chenaux lorsque la force de Coriolis est considérée.

TABLEAU 3.2 Dans les inlets profonds, les heures de pleine mer (PM) et de basse mer (BM) tombent seulement quelques minutes plus tard à la tête qu'à l'entrée. Les hauteurs de la marée ont été mesurées simultanément à partir de marégraphes fonctionnant jour et nuit; l'heure précise est donnée à l'entrée et à la tête par des chronomètres. (D'après Dawson 1920)

Inlets longs (amplitude moyenne de la marée de 4 m)	PM	BM
De Whaletown sur l'Île Cortes à la tête de l'inlet Bute – 84 km, à partir de la comparaison entre des observations faites en 2 saisons différentes à la même station de référence	5 min plus tard	9 min plus tard
De Namu à Bella Coola en passant par le chenal Burke et le bras Bentinck – 111 km, à partir de 144 observations simultanées	2 min plus tard	7 min plus tard
De Hartley Bay dans le détroit de Wright à Kitimat, en passant par le chenal Douglas – 79 km, à partir de 222 observations simultanées	4 min plus tard	4 min plus tard

goulet Seymour est un autre exemple d'une zone où les courants de marée se produisent à cause d'un décalage de la marée aux deux extrémités du chenal. Dans ce cas-ci, la différence de temps entre la marée aux extrémités nord et sud du goulet est d'au moins 2 h, les différences de hauteur qui y sont associées peuvent être supérieures à un mètre ou plus, et des courants bouillonnants dans le passage étroit peuvent atteindre des vitesses supérieures à 7 m/s (13 kn).

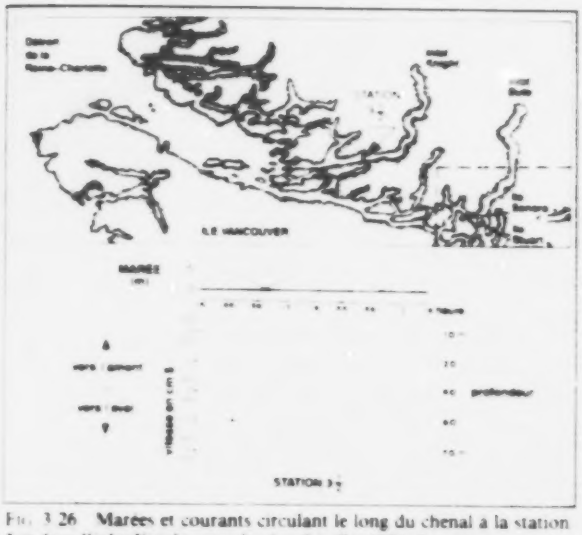


Fig. 3.26 Marées et courants circulant le long du chenal à la station 3½ dans l'inlet Knight entre les 6 et 8 juillet 1956. Les vitesses ont été mesurées presque simultanément à 5 profondeurs différentes, puis rapportées sur le graphique en fonction de l'heure de la journée. Les étales se produisent aux pleines mers et aux basses mers, les vitesses maximales, au milieu de l'intervalle entre les marées. (Tiré de Pickard et Rodgers 1959)

Facteurs influant sur les courants de marée

Lorsque l'eau se met en branle, elle est influencée par bon nombre de mécanismes qui tendent à modifier sa direction et sa vitesse.

Bathymétrie

Les courants de marée ont tendance à épouser la configuration générale des côtés et du fond d'un bassin. Dans le détroit de Géorgie, par exemple, le flot se déplace vers le nord-ouest alors que le jusant se dirige vers le sud-est. Même l'écoulement de la marée le long de la côte ouest extérieure doit se conformer quelque peu à l'orientation de la côte. La ressemblance entre les chenaux et les cours d'eau étroits au courant rapide explique les contre-remous de l'écoulement lorsque l'eau voisine de la côte se sépare du courant de marée principal, ainsi que l'accumulation d'eau sous l'effet de la force centrifuge, du côté externe des passages courbes (Les hauteurs relativement élevées qu'atteint la marée au détroit de Géorgie, du côté de l'État de Washington, sont dues à cet effet) (voir fig. 10.12).

Dans les chenaux étroits, les remous et les tourbillons sont généralement engendrés par des courants rapides. Dans le goulet Seymour, deux rangées de tourbillons sont engendrées pendant le flot, là où le courant rapide vers le sud atteint les eaux particulièrement calmes à l'est et à l'ouest (fig. 3.27). Dans la région du chenal Cordero et des rapides Yuculta, entre les îles Sonora et Stuart à l'entrée de l'inlet Bute (fig. 3.28), des tourbillons dangereux se forment à l'ouest de l'île Little Dent et au-dessus de certains hauts-fonds. Les tourbillons les plus dangereux, cependant, se produisent pendant le flot alors que l'écoulement rapide de 3 m/s (6 kn) vers l'est à travers le passage Gillard rencontre l'écoulement tout aussi puissant qui se dirige vers le sud et les rapides Yuculta. L'hydrographe Stan Huggett se souvient de la sensation inquiétante qu'il a éprouvée en plongeant le regard dans le trou de 4 m creusé par l'un de ces tourbillons, au moment où sa vedette tentait de s'en éloigner.

Contrairement aux tourbillons, les remontées d'eau sont des surfaces lisses en forme de dômes, qui apparaissent lorsque l'eau est poussée vers le haut par des formations du fond du chenal de marée (voir fig. 5.2).

Finalement, à cause de la configuration bathymétrique d'un chenal, le flot peut s'avancer vers une extrémité tandis que le jusant se manifeste encore à l'autre bout. Le jusant finira par devenir le flot, mais l'étale sera presque inexistante dans le chenal.

Frottement

Une couche d'eau qui se déplace par rapport à une autre ou au-dessus d'une surface solide est soumise à une résistance de frottement, qui entrave le mouvement. Donc, la vitesse du courant décroît près du fond et des côtés d'une masse d'eau, et devient finalement nulle aux surfaces solides, condition du non-glissement des fluides en contact immédiat avec les solides. Les vitesses les plus grandes tendent donc à être situées à mi-chenal à la surface supérieure, là où l'effet du frottement est le moindre. Un chenal large et profond a plus de courants de marée rapides qu'un chenal peu profond et étroit de même charge hydraulique; les goulets Dodd et False, adjacents mais différents, entre les îles Gabriola et Vancouver, en sont des exemples.

Si l'eau se déplace au-dessus ou le long d'une surface « lisse » (un fond sableux, un rivage régulier ou une coque de navire qui vient d'être polie), l'écoulement est également calme et le frottement, minime. D'autre part, si la surface est « rude » (un fond rocheux, un rivage irrégulier, ou une coque salie), l'écoulement est irrégulier, et le frottement, important. Ainsi, les passages rocheux, parsemés d'îles, ralentissent les courants de marée plus que des passages lisses et sans obstacles. Des mouvements irréguliers turbulents, tels les tourbillons et les remontées d'eau, jouent également un rôle efficace de résistance de frottement et réduisent encore la vitesse de l'eau. Sans eux, la vitesse moyenne des courants dans des endroits comme le goulet Dodd ou la passe Active serait plus grande. Des obstacles, tels des barrières flottantes, des piles de pont et des lits de varech, accroissent également le frottement; la résistance nette sur le fleuve Fraser est accrue de façon considérable par le grand nombre d'obstacles artificiels qui le sillonnent.

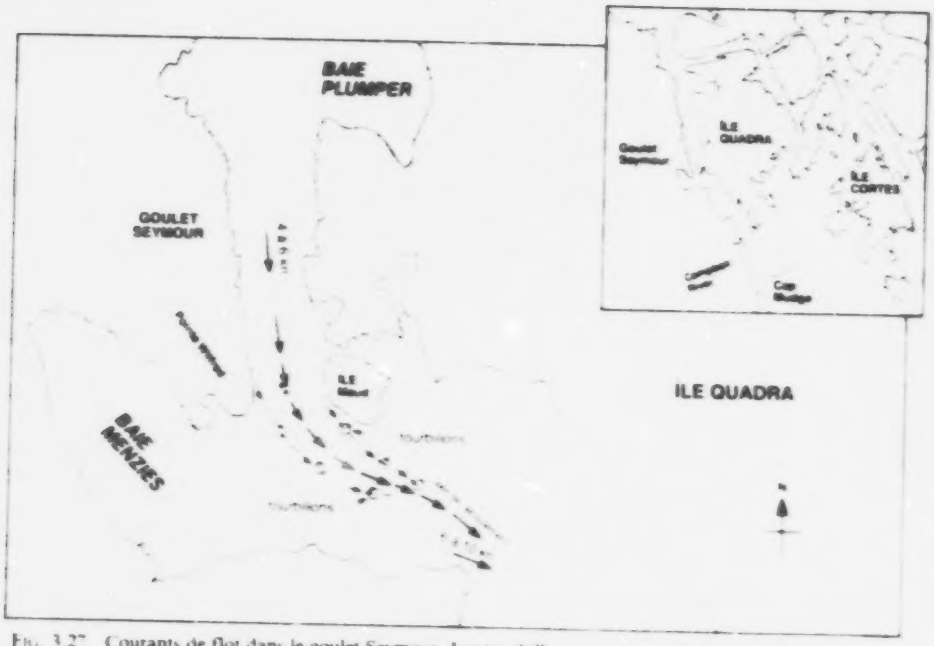


FIG. 3.27 Courants de flot dans le goulet Seymour. Les tourbillons sont formés là où un écoulement sous forme de jet entre en contact avec des eaux qui se déplacent lentement de la droite vers la gauche. Les contre-remous se forment également à l'abri des promontoires du rivage dans le goulet. Les flèches indiquent les vitesses maximales typiques du flot. Les signes plus (+) représentent les pics du rocher Ripple.

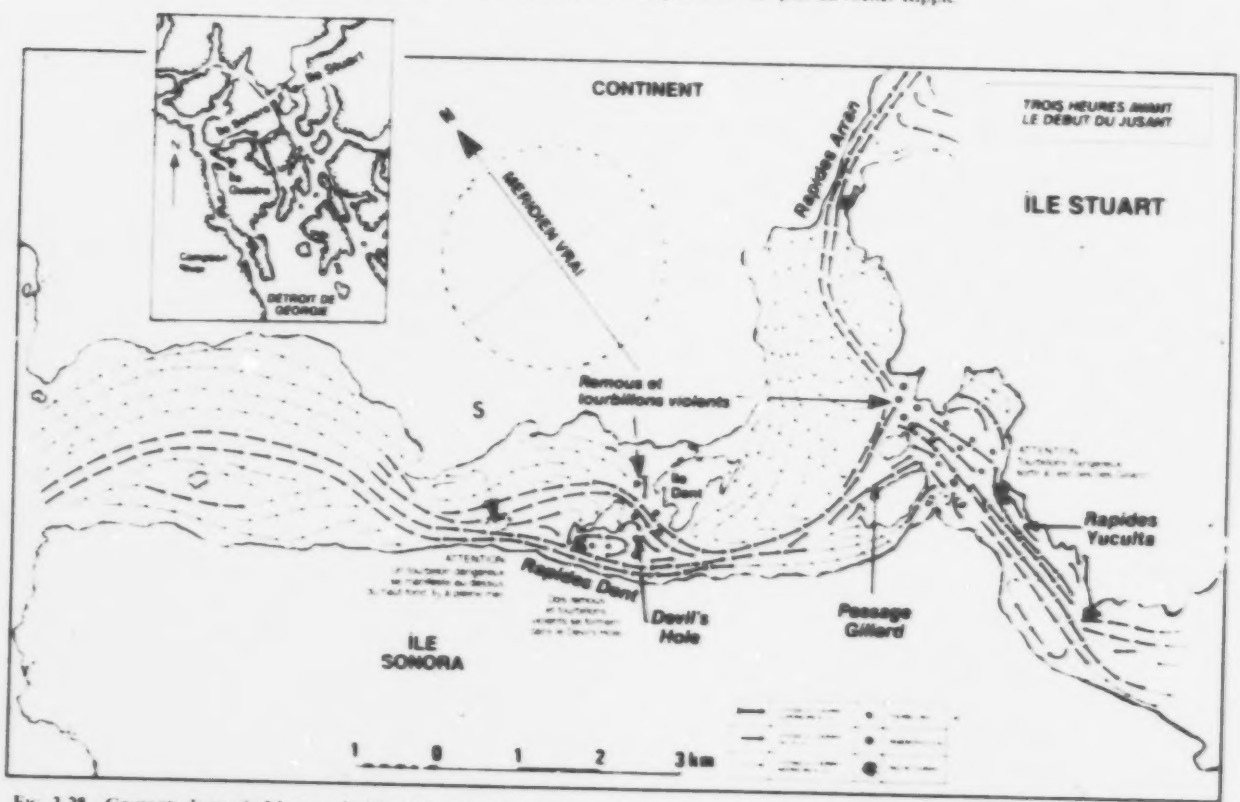


FIG. 3.28 Courants de marée 3 h avant le début du jusant dans le chenal Cordero près de l'entrée de l'inlet Bute (voir l'encart et la figure 3.26). Un tourbillon dangereux se forme à pleine mer au-dessus du haut-fond (S) de 6,4 m (3 1/2 brasses) au nord-ouest des rapides Dent. Des remous et tourbillons violents se forment dans le Devil's Hole ainsi qu'au sud-est du passage Gillard. (D'après *Tidal Current Publication* 23, Service hydrographique du Canada 1970)

Inertie et quantité de mouvement

À cause de sa masse, l'eau possède une certaine inertie ou une certaine résistance au mouvement; si elle est arrêtée, elle tend à le rester, et si elle est mise en branle, elle tend à poursuivre sa route, abstraction faite du frottement. La vitesse des courants de marée associés aux charges hydrauliques ne s'ajuste donc pas immédiatement aux changements du niveau de l'eau le long du chenal, ce qui explique en partie le décalage entre la marée et le courant dans de tels endroits (fig. 3.29). De plus, la vitesse de l'eau détermine la quantité de mouvement de la même façon que la vitesse d'un bateau. Plus la quantité de mouvement est grande, plus l'effort requis pour arrêter l'eau est important. Donc, l'eau qui s'écoule d'un port à marée descendante ne s'immobilise pas immédiatement simplement parce que la marée a commencé à remonter; la quantité de mouvement la déplace contre la marée montante ou autour de celle-ci. Parce que la vitesse du courant est généralement plus grande dans les sections les plus profondes du chenal, l'eau pourrait encore être en train de descendre alors qu'elle a déjà commencé à monter ailleurs dans le port. D'autre part, la quantité de mouvement de n'importe quel courant s'annule rapidement une fois que celui-ci se déplace dans des eaux moins abritées, telle la passe Porlier, où même les flots les plus puissants s'affaiblissent rapidement à quelques kilomètres à l'intérieur du détroit de Géorgie.

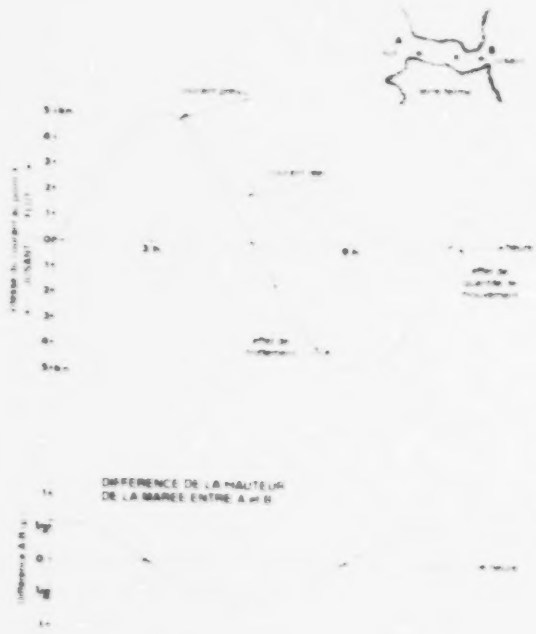


FIG. 3.29 Un exemple hypothétique des courants prévus et réels mesurés au point X dans un chenal. La courbe du bas montre la différence de la hauteur du niveau de la mer (charge hydraulique) entre les extrémités A et B du chenal, lorsqu'il varie pendant un cycle de marée semi-diurne; les courbes du haut montrent les courants associés. Les effets de frottement réduisent les vitesses maximales possibles engendrées par la charge hydraulique, et la quantité de mouvement entraîne un décalage entre l'heure de l'étale et l'heure prévue. Également, les courants réels (ligne discontinue) changent de direction beaucoup plus rapidement qu'en l'absence d'effets de frottement et de quantité de mouvement.

Force de Coriolis

Pourvu que pas trop de formations topographiques n'entravent l'écoulement, la force de Coriolis produit une déviation continuelle du courant vers la droite de sa direction contrairement à la résistance de frottement et à la charge hydraulique qui se manifestent dans le sens du mouvement. Dans le Pacifique Nord, la force de Coriolis amène les courants de marée à changer constamment de direction; ils se déplacent de 360° à chaque cycle de marée. Nous y reviendrons un peu plus tard. Dans des régions plus confinées, l'effet de Coriolis est souvent supprimé; il devient négligeable dans les passes plus petites de la Colombie-Britannique. Néanmoins, son influence se fait faiblement sentir dans les régions plus importantes, tels les détroits de Géorgie, d'Hécate, et Juan de Fuca, où le flot tend à être légèrement plus important du côté du continent (à la droite de la direction du flot) et le jusant légèrement plus marqué du côté des îles (à la droite de la direction du jusant).

Écoulement fluvial

L'eau apportée dans une région par le flot peut être plus dense (plus lourde) que l'eau qui en sort pendant le jusant. S'il en est ainsi, les courants associés au flot sont plus puissants près du fond, alors que les courants associés au jusant sont plus importants près de la surface. Le mélange maréal vertical des eaux des détroits de Puget et de Géorgie avec les eaux plus denses du détroit Juan de Fuca aux passes turbulentes qui les relient entraîne une telle situation. Donc, les courants de jusant sont plus puissants dans la moitié supérieure du détroit Juan de Fuca, alors que les courants de flot sont plus forts dans la moitié inférieure (voir fig. 11.12). Évidemment, cette tendance n'est rien de plus que la circulation estuarienne décrite dans le chapitre 2, superposée aux courants « vrais » associés directement aux forces de la marée de la Lune et du Soleil.

Vents

Les courants engendrés par le vent peuvent perturber le rythme naturel des courants de marée. Des vents contraires peuvent entraîner le décalage de la renverse de la marée près de la surface, particulièrement dans les régions où la couche supérieure est saumâtre, et réduire la vitesse maximale du courant de marée. Les vents qui soufflent dans la direction de l'écoulement, d'autre part, peuvent augmenter les vitesses du courant de marée. Cet effet du vent peut être appréciable; dans certains cas, il explique les différences entre les courants de marée prévus et observés.

Ellipses de courant

Là où la direction des courants de marée est régie par les côtés du chenal, les courants tendent à être rectilignes, c'est-à-dire que le jusant et le flot à tous les

stades de la marée sont parallèles à la direction du chenal et que le déplacement du courant en travers du chenal est très faible. Dans de telles conditions, le courant subit une décélération sans changer d'orientation, devient étale, puis accélère dans le sens opposé (fig. 3.30a). Les courants de marée de ce type sont communs dans les bassins étroits et réguliers des eaux côtières, tels les détroits de Johnstone, Juan de Fuca et de Puget.

Là où les courants de marée ne sont pas trop limités, cependant, les influences de la rotation de la Terre, des forces centrifuges, du frottement et des effets d'inertie amènent le courant à se renverser, tout comme il se renverse entre le flot et le jusant (fig. 3.30b, c). Pour de

Fig. 3.30 Courant de marée rectiligne et courant de marée giratoire, mesurés à des endroits fixes. Les vecteurs (flèches) donnent la direction de l'écoulement au point central et les lignes discontinues indique l'emplacement de la pointe pendant un cycle de marée complet. La longueur de la flèche est proportionnelle à la vitesse du courant.

tels courants giratoires, la forme de la courbe tracée par la pointe du vecteur du courant pendant un cycle de marée depend du type de marée produit par l'écoulement. Cet effet peut être montré en suivant la trajectoire d'un navire imaginaire qui se déplacerait autour de son ancre en haute mer, de manière que la distance du point du pivot soit directement proportionnelle à la vitesse du courant de marée (fig. 3.31); plus le courant est puissant, plus le navire est éloigné du centre, et vice-versa. La direction du courant, bien sûr, est alors parallèle à la ligne d'ancrage. Supposons que les courants de marée soient purement semi-diurnes et qu'ils n'y ait aucun changement dans leurs vitesses avec l'heure, seulement un changement de direction. Puis, pendant un cycle complet (12 h 25 min), le navire éviterait en un cercle complet en changeant de cap sous l'effet du courant de marée. L'évitage se ferait dans le sens antihoraire si les courants de marée « reculaient » avec le temps ou dans le sens horaire s'ils « viraient ». Si les marées étaient diurnes, le navire décrirait son cercle en un peu moins de 25 h.

Le sens de la rotation du courant de marée dans un endroit donné peut être déterminé seulement par observation directe. De plus, le courant a généralement une direction préférée de flot et de jusant, avec des vitesses beaucoup moindres à angle droit par rapport à ces directions. Au lieu de suivre une trajectoire en cercle, donc, la pointe du vecteur du courant trace généralement une ellipse, dont l'axe principal est le long de la direction du flot et du jusant maximaux, et l'axe secondaire dans la direction des écoulements les plus faibles (fig. 3.30). (Un courant de marée rectiligne est un courant pour lequel l'ellipse est si aplatie que l'axe secondaire n'existe pas.) Considérons, par exemple, un courant de marée dont le flot maximal est vers le nord (0° vrai) et la rotation horaire semi-diurne, comme celle dans la figure 3.31. À mesure que le flot se déplace vers l'est, sa vitesse diminue graduellement jusqu'à ce que, environ 3,1 h plus tard, il s'écoule faiblement vers l'est (90° vrai). La vitesse commence ensuite à s'accroître jusqu'à ce que le courant atteigne le jusant maximal vers le sud (180° vrai), 3,1 h plus tard. Ensuite, la vitesse est réduite à un écoulement maximal vers l'ouest (270° vrai) après encore 3,1,h puis retourne au flot maximal après une période totale d'environ 12,4 h.

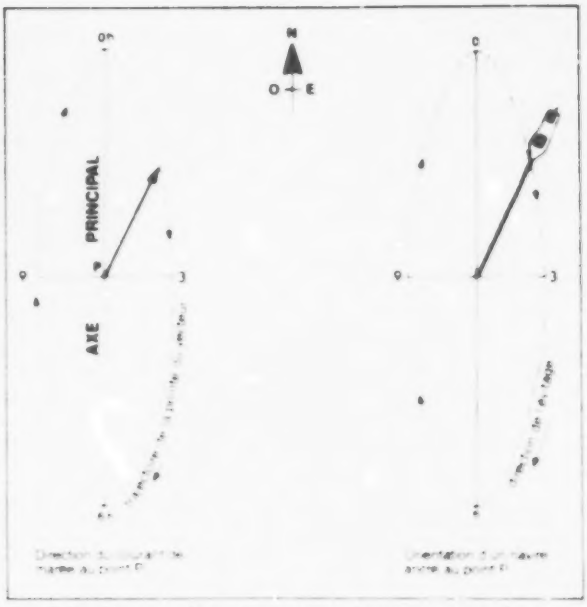


Fig. 3.31 Courants de marée giratoires. Les changements de vitesse et de direction du courant de marée pendant un cycle de marées, mesurés au point P, sont comparés à la longueur et à l'orientation d'une ligne d'ancrage pivotant autour du point P. La longueur et l'orientation de la ligne d'ancrage varie de la même façon que la force et la direction de l'écoulement.

La description que nous venons de faire est schématique, puisque les marées de l'océan sont en général de type mixte. Néanmoins, les explications sont valables dans certains cas, a) les jours où les marées de la Colombie-Britannique sont presque entièrement diurnes ou presque entièrement semi-diurnes, b) dans les eaux côtières où les ellipses sont entravées par la topographie du chenal, et c) si l'attention se porte sur chacune des composantes de la marée qui constituent la marée mixte. Ainsi, les composantes K_1 et M_2 des courants de marée, prises isolément, se comportent de la façon décrite précédemment. Les analystes des marées préfèrent donc travailler avec les « ellipses de courant de marée » pour chaque composante afin de visualiser la variation des courants avec l'heure en un endroit donné. Cependant,

les marins devraient se rendre compte que la trajectoire décrite par le vecteur réel du courant associé aux marées mixtes est plus complexe que la simple ellipse que trace chacune des composantes bien que, d'un jour à l'autre, les mêmes caractéristiques se répètent à peu près exactement.

Laisses de marée

L'assortiment de bois flottés, d'algues déracinées, d'écume et d'autres débris qui flottent sur l'eau se déplace constamment sous l'effet des divers régimes de courant. Là où ces courants se rencontrent ou « convergent », des matériaux accumulés peuvent former des lignes ou des rangées visibles, les laisses de marée, bien que leur formation puisse être indépendante des marées.

Essentiellement, quatre mécanismes distincts produisent des laisses de marée là où convergent les eaux de surface.

A) Les laisses de marée peuvent se former là où l'eau d'un régime de courant donné s'abaisse sous la couche superficielle d'un autre régime ou la chevauche. Dans ce cas, les débris sont enlevés à la surface de l'écoulement en marche à mesure qu'il s'enfonce sous la masse d'eau opposée, ou encore le courant en marche enlève des débris à mesure qu'il se déplace au-dessus de la masse d'eau adjacente (fig. 3.32). Ce dernier processus est un peu semblable à la subsidence de la croûte océanique sous la marge continentale décrite au chapitre 1. Les laisses de marée de ce type se retrouvent souvent dans les inlets qui ont un cours d'eau à leur tête, et à la limite entre les eaux claires du détroit de Géorgie et

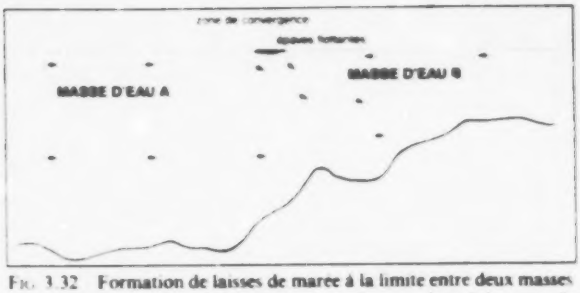


FIG. 3.32 Formation de laisses de marée à la limite entre deux masses d'eau adjacentes. Les débris de surface s'accumulent à la zone de convergence et forment des lignes visibles qui se déplacent au gré des vents et des marées.

l'écoulement limoneux du fleuve Fraser. Des laisses de marée faites d'écume accumulée peuvent être observées le long des bords de l'écoulement de la Squamish alors qu'il se déplace vers l'aval dans le détroit de Howe (pl. 2). Font partie de cette catégorie les laisses de marée aux entrées de chenaux de marée, ou en aval d'une île là où des régimes de courant différents se rencontrent, de même que les laisses de marée au sud des détroits de Rosario et d'Haro ainsi qu'au large de Kelsey Bay dans le détroit de Johnstone.

Les marins devraient remarquer que, comme l'illustre la figure 3.33, ces laisses de marée délimitent souvent un changement brusque de vitesse et de direction des courants voisins de la surface, phénomène décrit par les observations faites à environ 5 km à l'ouest du banc Sturgeon au large du delta du Fraser. Alors que les laisses de marée s'enfoncèrent doucement sous le navire de recherches, la vitesse du courant s'accrut rapidement de 50 cm/s (1 kn) dans l'eau claire salée

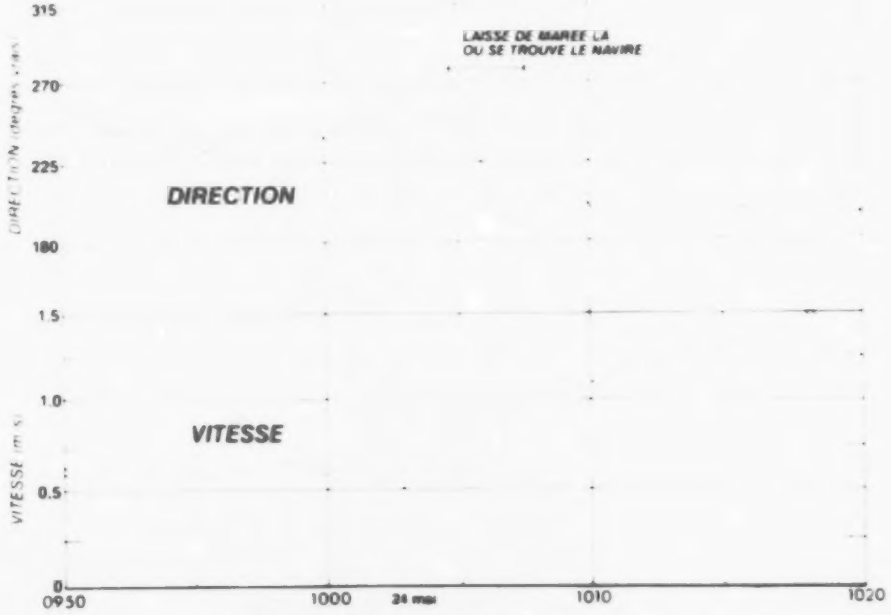


FIG. 3.33 Changement brusque de la vitesse et de la direction du courant de surface associé au passage d'une laisse de marée. Les observations ont été faites à partir d'un navire de recherches à 5 km à l'ouest du banc Sturgeon, fleuve Fraser, le 24 mai 1967. (Avec l'autorisation de S. Tabata)

à presque 150 cm/s (3 kn) dans l'eau limoneuse saumâtre; la direction du courant fut déviée de près de 90°, et l'écoulement vers l'ouest devint un écoulement vers le sud.

B) Les contre-remous peuvent également produire des laisses de marée. Dans ce cas, les débris enfermés dans le remous tendent à s'éparpiller à l'endroit de l'intersection entre les courants peu rapides dans le remous et les courants beaucoup plus rapides du chenal principal. Une fois qu'elle s'est établie, cette situation dure jusqu'à ce qu'il y ait une inversion de l'écoulement ou une perturbation par les vents.

C) Les zones de convergence à la surface, associées aux vagues de gravité interne (chapitre 6), sont souvent sources de laisses de marée. Ces vagues subsuperficielles sont responsables des séries de bandes ou de « nappes » bien délimitées qui caractérisent souvent la surface des régions de type estuarien, tels le détroit de Géorgie et les inlets continentaux pendant l'été. Même lorsque peu de débris s'accumulent, ces bandes peuvent être visibles et se présenter sous forme de longues étendues d'eau relativement planes séparées horizontalement par des dizaines de mètres d'eau contenant des rides (et vice versa) qui s'étendent sur de nombreux kilomètres en rubans sinueux et disjoints. Vues des airs, elles apparaissent également comme des rangées d'eau légèrement limoneuse, séparées par des régions d'eau océanique bleu foncé (pl. 7). Le Soleil, qui se réfléchit dans les endroits relativement plats, peut mettre en valeur encore mieux certaines bandes (pl. 8). Des bois flottés accumulés dans de telles zones de convergence s'alignent le long des nappes, alors que de petites rides s'accroissent rapidement, puis disparaissent en s'approchant de la bordure de la nappe.

Fait à remarquer, les « pattes de chat », produites pendant des périodes de vent faible, créent également des zones d'eau ridées ou non. Celles-ci apparaissent généralement çà et là et ne sont pas aussi étendues latéralement que les nappes des ondes internes. Très souvent, les régions planes des nappes sont causées par une mince pellicule huileuse d'organismes marins, qui affaiblit les rides et donne à la mer une apparence luisante. L'huile des bateaux à moteur produit le même effet.

D) Finalement, les vents peuvent produire des zones de convergence en engendrant, dans les eaux de surface, des circulations en cellules. Les laisses de marée de ce type sont appelées chapelets de débris, et se présentent là où l'écume et d'autres matériaux apportés par le vent s'accumulent à la limite entre deux cellules adjacentes situées à angle droit à la direction du vent (chapitre 4).

Eaux rouges

Un phénomène apparent en été dans les régions côtières est la présence de plaques d'eau de couleur brun-rouge, qu'on appelle les eaux rouges (pl. 9). Bien qu'il s'agisse essentiellement d'un phénomène biologique, l'apparition des eaux rouges a un certain rapport avec les types de processus physico-océaniques décrits précédemment. Comme pour la formation des laisses de marée, les eaux rouges sont généralement associées aux courants de convergence, sauf que les matériaux accumulés ne sont pas les débris de surface mais une espèce particulière de plante marine microscopique libre, le phytoplancton (phyto = plante, et plancton = errant). Présent dans tous les océans du monde, le phytoplancton transforme par photosynthèse du dioxyde de carbone et de l'eau en oxygène et en hydrates de carbone en présence de la lumière solaire, tout comme le font les plantes terrestres. Au printemps, l'accroissement de l'éclairement et des températures de surface dans les régions côtières favorise la prolifération de ces plantes, processus accéléré encore davantage dans les régions de courants convergents où les nutriants sont plus abondants. À la longue, les conditions deviennent si favorables que leur nombre atteint des millions par litre d'eau et exhibe de nombreuses couleurs; c'est ce qu'on appelle une « poussée ». Dans les eaux de la Colombie-Britannique, il se produit deux poussées phytoplanctoniques, l'une associée à la multiplication rapide des diatomées (type de phytoplancton composé de 20 000 espèces à travers le monde), la seconde associée à la multiplication rapide des dinoflagellés (dinos = tourbillon, et flagella = fouet). La principale poussée de diatomées se produit au printemps et est responsable de la teinte verdâtre que prend alors l'eau du détroit de Géorgie.

La poussée de dinoflagellés se produit entre le début et la fin de l'été dans les régions côtières de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, où elle produit des eaux rouges. En général, ce phénomène est bénéfique à la vie aquatique, parce que les plantes microscopiques sont à la fois source d'oxygène et de nourriture pour d'autres organismes. Mais, à certains moments, la présence d'eaux rouges peut entraîner des effets toxiques. Par exemple, dans le golfe du Mexique, une espèce particulière de dinoflagellé libère un poison dans l'eau qui, pendant une période d'eaux rouges, devient néfaste à l'homme et entraîne la mort d'innombrables poissons. Les espèces de la Colombie-Britannique retiennent la toxine et ne présentent pas ce problème. D'autre part, les dinoflagellés sont source de nourriture pour les clams, les huîtres, les moules et autres mollusques qui tendent ensuite à concentrer cette toxine dans leurs tissus. Bien qu'immunisé contre le poison, un mollusque qui a l'air comestible peut en fait être extrêmement létal si son habitat a été contaminé de façon persistante par les eaux rouges, et il peut provoquer chez celui qui le consomme l'intoxication paralysante par les mollusques. La côte de la Colombie-Britannique est potentiellement l'un des pires endroits au monde pour un tel emprisonnement. Les palourdes jaunes sont l'une des espèces les plus dangereuses, parce qu'elles peuvent conserver la toxine jusqu'à 2 ans. Les moules, au contraire, perdent rapidement toute toxine absorbée et peuvent généralement être mangées à la fin de l'hiver et au début du printemps. Malgré les possibilités, l'intoxication par les mollusques est rare. Cependant, le marin prudent qui désire vivre des produits de la

mer en été et en automne devrait se tenir au courant de tous les avis officiels d'intoxication par les mollusques et entrer en contact avec la Division de l'inspection, Service des pêcheries et de la mer, Pêches et Océans, 1090, rue West Pender, Vancouver (C.-B.); ou avec un bureau local des pêches avant de se régaler de clams à la vapeur et d'huîtres crues. Les symptômes de l'intoxication paralysante par les mollusques se manifestent généralement moins de 10 min après l'ingestion, notamment par un picotement des lèvres, de la langue et de l'intérieure de la bouche. La sensation de picotement s'étend peu à peu aux doigts et aux orteils et conduit à l'engourdissement des jambes et des bras. Quiconque souffre de ces symptômes après avoir consommé des mollusques devrait voir un médecin immédiatement. (Le 17 mai 1980, un habitant de Health Bay, petit village de l'île Gilford, est mort à l'hôpital d'Alert Bay d'une intoxication paralysante après avoir consommé des palourdes jaunes. Deux autres personnes en ont été atteintes mais s'en sont remises au bout de quelques jours.)

Si la concentration de phytoplancton dans les eaux rouges devient si importante que le stock de nourriture s'épuise, la population entière disparaît rapidement, parfois en un seul jour. À mesure que le processus de décomposition consomme l'oxygène disponible, l'eau devient incapable d'entretenir la vie, ce qui peut entraîner la mortalité de la vie marine de cette région ou d'une région contaminée par cette eau faiblement oxygénée apportée par le vent et le courant.

Bioluminescence

Quiconque s'est promené en bateau ou s'est baigné dans les eaux côtières le soir aura remarqué la « phosphorescence » qui se manifeste lorsque l'eau est perturbée. Par une nuit d'été sans lune, un sillage peut se transformer en un sentier à peine éclairé qui s'étend loin derrière le bateau; et chacune des vagues clapotant contre la coque devient une tache scintillante reflétée dans les ténèbres de l'océan.

Les anciens marins et savants attribuèrent ces éclats de lumière à un grand nombre de causes, et ce n'est que vers la fin du XVIII[e] siècle que la luminescence dans la mer fut attribuée à un processus biologique. On sait maintenant que les dinoflagellés qui forment les eaux rouges en sont responsables; chaque microorganisme répond à toute perturbation de son environnement aquatique par un éclat brillant et rapide qui dure $^{1}/_{10}$ s. Contrairement à la croyance populaire, les processus sont différents de ceux qui régissent la phosphorescence (qui dépend de l'absorption de la lumière d'une source externe), car l'organisme produit la lumière de façon interne lors d'une réaction chimique. De plus, il s'agit d'une lumière « froide » qui ne s'accompagne pas de l'émission de chaleur typique de la plupart des réactions chimiques. La raison pour laquelle ces animaux possèdent cette capacité de luminescence est encore obscure, mais il s'agirait d'un mécanisme d'alarme dont on ne comprend pas encore très bien la portée.

Chapitre 4. Courants secondaires

Dans la plupart des régions côtières, les régimes d'écoulement sont dominés par les courants de marée. Néanmoins, il existe des courants secondaires établis par un grand nombre de forces, conduisant à des variantes de la circulation véritablement distinctes des oscillations cycliques de la marée. La circulation de type estuarien mentionnée au chapitre 2, par exemple, est un régime d'écoulement secondaire maintenu par des différences horizontales de la température et de la salinité de l'eau pour lesquelles des fluctuations visibles de la vitesse se manifestent pendant des périodes de plusieurs semaines ou de plusieurs saisons. Les courants engendrés par le vent sont également secondaires et peuvent modifier leur vitesse et leur direction pendant quelques heures seulement.

Bien qu'à tout moment, la présence de courants secondaires puisse être complètement masquée par celle d'écoulements de marée plus puissants, leur influence peut être très prononcée sur de longues périodes, et leur importance est considérable pour déterminer l'océanographie d'une région côtière donnée.

Dérive due au vent

L'effet direct de la résistance du vent sur une surface d'eau quasi lisse ne se fait sentir que dans les quelques centimètres supérieurs. Cette mince couche se déplace ensuite vers l'aval du vent, à environ 3 % de la vitesse de celui-ci. (Nous employons ici le mot lisse dans le sens aérodynamique du terme, car le vent se conforme aux irrégularités de la surface de la mer et ne produit pas de zones de turbulence.) Pour un vent de 5 m/s, une mince « pelure » d'eau se déplacerait à environ 15 cm/s (3 % de 5 m/s), mais il n'aurait aucun effet sur un bateau qui aurait un tirant d'eau perceptible. La faible pénétration de la résistance du vent peut être observée facilement dans un étang ou une baie abritée où de petites particules submergées, tel du pollen, dérivent juste sous la surface de l'eau, entraînées par le vent, alors que des particules en suspension 1 m ou plus sous la surface sont presque immobiles.

L'aptitude du vent à produire des courants à des profondeurs plus importantes est de beaucoup accrue s'il déverse de l'énergie dans des ondes de gravité superficielles (vagues dues au vent). Les vagues accroissent efficacement la résistance du vent en augmentant l'agitation de la surface et entravent l'écoulement lisse de l'air au-dessus de l'eau. Dans de telles conditions, environ 40 % de l'énergie du vent se transforme en vagues, dont 5 % devient des crêtes déferlantes sous forme de moutons. L'accroissement de la résistance du vent de même que la quantité de mouvement transférée à l'eau par le moutonnement entraîne une dérive beaucoup plus profonde. Parce que la quantité d'énergie dans les vagues dépend de la durée et de la vitesse du vent de même que de sa course (la longueur illimitée de la surface de l'eau sur laquelle souffle le vent), la vitesse et l'étendue du courant de vent dépendent également de ces facteurs. C'est donc l'état de la mer, plutôt que simplement le vent, qui détermine la vitesse et la profondeur de pénétration de ces courants.

La pluie, en particulier lorsqu'elle est forte, associée à des vents de tempête, peut augmenter encore l'aptitude du vent à créer des courants de surface. Cela peut se faire de nombreuses façons. Premièrement, les gouttes de pluie qui tombent accumulent une quantité de mouvement dans le plan horizontal parce qu'elles sont portées par le vent à une fraction de sa vitesse. Lorsque les gouttes touchent la surface de la mer, cette quantité de mouvement se transmet à l'eau qui, tout comme la résistance du vent, amène l'eau à se déplacer dans la direction du vent. De plus, les gouttes de pluie accroissent la rugosité de la surface de la mer lorsqu'elles l'atteignent, ce qui augmente efficacement la résistance du vent. Enfin, la tendance naturelle de la vitesse du vent à devenir nuile très près de la surface de l'eau à cause du frottement est partiellement contrebalancée par les gouttes de pluie. Parce qu'elles perdent seulement 10 à 20 % de leur vitesse horizontale lorsqu'elles traversent les derniers mètres de l'atmosphère, les gouttes de pluie peuvent se déplacer plus rapidement que l'air et, de ce fait, y transférer une certaine quantité de mouvement; cela renforce le vent près de la surface de la mer et accroît sa force sur l'eau.

Les vagues de surface engendrées par le vent produisent, dans la direction des vagues, un faible transport de l'eau qu'on appelle dérive de Stokes. Celle-ci n'est pas un courant de vent, mais elle est associée au fait que les mouvements orbitaux sous une vague ne sont pas entièrement fermés et permettent à l'eau d'avancer légèrement avec le passage de chaque vague. La vitesse de cette dérive peu importante, est inférieure à $^1/_{10}$ du courant de vent.

Les vents peuvent engendrer des circulations moins perceptibles dans les eaux de surface. Par exemple, des bandes d'écume et de débris en surface qui s'alignent en chapelets dans la direction du vent sont associées à des configurations circulaires, cellules à angle droit par rapport à la direction du vent (fig. 4.1). Vers l'aval du vent, l'eau à la droite du chapelet de débris circule dans le sens antihoraire, alors qu'à gauche, elle circule dans le sens horaire; les débris de surface s'accumulent ou convergent là où ces deux circulations se rencontrent et produisent des eaux descendantes. Ces « cellules de Langmuir » s'ajoutent aux courants plus puissants poussés dans la direction du vent afin de produire un mouvement général de l'eau vers l'aval du vent qui ressemble parfois à un tire-bouchon. La distance entre des chapelets de débris adjacents est d'environ deux fois la longueur des ondes de gravité superficielles dominantes.

Bien que l'on ne comprenne pas parfaitement la formation des cellules de Langmuir, il semble qu'elles soient dues à une interaction compliquée entre la dérive

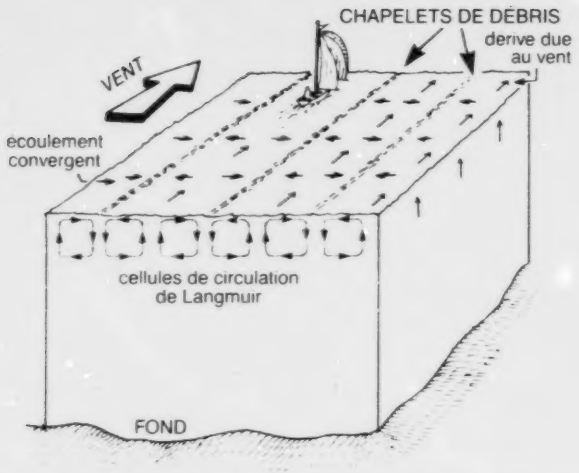


FIG. 4.1 Régime de circulation en cellules associé à des chapelets de débris. De l'écume et des débris de surface s'accumulent en bandes là où les courants de deux cellules de Langmuir convergent. L'effet combiné du courant de dérive (→) et des cellules de Langmuir crée des régimes d'écoulement en tire-bouchon alignés dans la direction du vent.

de Stokes, associée aux vagues, et le courant de vent, formé directement par la résistance du vent, ou encore par l'action des vagues déferlantes et du courant de vent. Quelle qu'en soit la cause, certaines caractéristiques de ces circulations peuvent connaître une utilisation pratique. Par exemple, la tendance qu'ont les nappes de pétrole à s'accumuler le long de bandes de convergence a été utilisée avec succès dans le nettoyage de déversements d'hydrocarbures sur la mer. De plus, les plaisanciers possèdent un indicateur de cap naturel : les lignes de la plus grande dérive superficielle due au vent se retrouvent le long des chapelets de débris, alors que celles de la plus faible dérive due au vent sont situées à mi-chemin entre des chapelets de débris adjacents. Il est donc plus avantageux, dans le cas d'une course sous le vent, de se déplacer le long d'un tel chapelet. Par contre, il est préférable de demeurer, autant que faire se peut, entre les chapelets de débris dominants dans les cas de louvoiement.

Quelques-uns des plus importants types d'écoulements secondaires engendrés par le vent sont peut-être ceux associés aux perturbations se progageant presque dans le plan vertical, appelées vagues d'inertie (ou gyroscopiques). Engendrés dans la partie supérieure de l'océan par des changements brusques de la direction du vent, ces courants d'inertie sont des écoulements giratoires dont la direction change constamment pendant une période donnée, un peu comme les courants de marée giratoires dont nous avons parlé au chapitre précédent. Contrairement aux courants de marée, les courants d'inertie sont toujours polarisés de façon circulaire, car le vecteur du courant est toujours en rotation dans le sens horaire (pour l'hémisphère nord) et conserve une vitesse uniforme pendant une rotation. En d'autres mots, la pointe du vecteur de courant, en l'absence d'autres types de courant, trace un cercle (voir fig. 3.30b). (Dans l'hémisphère sud, le sens de rotation est antihoraire.) Mis en branle par une impulsion des vents, les courants se maintiennent par un équilibre entre l'effet de déviation vers la droite de la force de Coriolis (dans l'hémisphère nord) et de la force centripète (ou centrifuge) engendrée par la trajectoire courbe de l'eau. Le temps qu'il faut au courant pour décrire un cercle complet — la période d'inertie — est donc déterminé par la valeur locale de la composante verticale de rotation de la Terre. Aux environs de 50° de latitude, elle correspond à 15½ h, à mi-chemin entre les périodes de la marée de 12½ h et de 25 h. (À la latitude de 30°, la période d'inertie est égale à la période diurne des marées, soit environ 24 h.)

Pour des raisons qui ne sont qu'en partie comprises, les mouvements d'inertie semblent confinés principalement aux 100 m supérieurs ou moins de la surface de l'océan et s'atténuent rapidement après seulement quelques périodes d'oscillation, soit quelques jours. Ces mouvements ont tendance à se produire en haute mer loin de l'interférence des limites côtières, et non pas dans des bassins confinés, tels les détroits de Géorgie ou Juan de Fuca. Comme on peut s'y attendre, les courants d'inertie sont très intermittents; ils apparaissent parfois soudainement et perturbent les courants de marée normaux pendant quelques jours après le passage d'un front de tempête. Les vitesses de courant atteignent en général 25 cm/s au large de la côte ouest de l'île Vancouver et à l'entrée du bassin Reine-Charlotte, et il existe une forte cohérence entre les mouvements des courants sur des dizaines de centaines de kilomètres.

Courants de détente

En plus d'entraîner les courants de dérive de surface, les vents peuvent modifier indirectement d'autres types d'écoulement. Là où la dérive due au vent est entravée par un rivage sous le vent, de l'eau s'accumule contre la côte et le niveau de la mer est incliné sous l'influence de vents d'afflux persistants, effet qui peut être simulé en soufflant sur un bol d'eau. De la même façon, des vents de reflux produisent une dénivellation de la mer en entraînant l'eau loin de la côte. Sur une échelle assez importante, cela peut entraîner la formation d'ondes de tempête sur les côtes peu élevées, phénomène dont nous avons parlé précédemment en étudiant les marées. Lorsque de tels vents s'affaiblissent ou se renversent, la surface de l'eau surélevée (ou abaissée) à la rive cherche son niveau d'équilibre. Les courants de détente associés à ce rétablissement du niveau de l'eau peuvent persister pendant des heures et même des jours, selon la surface touchée, et conduire à des déviations perceptibles des courants de surface par rapport à ceux prévus d'après les marées et les vents locaux. Selon Wickett (1973), les écoulements vers le sud particulièrement puissants — environ 1,5 m/s (3 kn) — observés près d'une plate-forme de forage à l'extrémité sud du détroit d'Hécate, le 25 septembre 1968, étaient causés par de tels courants après une période de forts vents d'afflux. Dans ce cas, l'écoulement fut apparemment augmenté par les 7 cm de pluie qui se

déversèrent sur la rive est du détroit et par l'écoulement venant des inlets adjacents.

Dans les bassins partiellement fermés, tels les ports et certains inlets, la perturbation du niveau de surface par des tempêtes peut entraîner des oscillations qui entraînent un mouvement de va-et-vient des courants plusieurs fois avant que le système ne retourne à son niveau d'équilibre. Le niveau de la mer et les oscillations de courant de ce type, dites seiches, ont des périodes qui vont de quelques minutes à quelques heures et des amplitudes qui varient de 5 à 10 cm, selon la profondeur et la géométrie du bassin ainsi que la nature du mécanisme perturbateur. En règle générale, les seiches atteignent leur vitesse maximale à la moitié de l'intervalle entre les deux directions opposées d'inclinaison (voir fig. 3.25). Les seiches peuvent également être causées par les marées, les tsunamis et d'autres types d'ondes océaniques à l'entrée du bassin. Dans bien des cas, la cause exacte des seiches n'est pas parfaitement élucidée.

Eaux glissantes

Comme cela est mentionné précédemment dans la description des inlets et d'autres masses d'eau qui reçoivent de grandes quantités d'écoulement fluvial, une couche saumâtre relativement mince surmonte souvent les eaux océaniques plus profondes. Pour les plaisanciers qui veulent utiliser les courants de surface à leur avantage, la présence de cette couche peut être capitale. En l'absence d'une telle stratification verticale, seulement les quelques premiers centimètres se déplacent sous l'influence directe du vent. Alors qu'aux endroits où il existe une stratification verticale, toute la couche saumâtre, épaisse de nombreux mètres, peut glisser, poussée par le vent comme une « plaque » lubrifiée, alors que l'eau plus profonde offre un minimum de résistance (fig. 4.2). En haute mer également, le brassage par le vent de l'eau superficielle relativement chaude et de faible salinité peut, sur une période de nombreux jours, entraîner la formation d'une mince

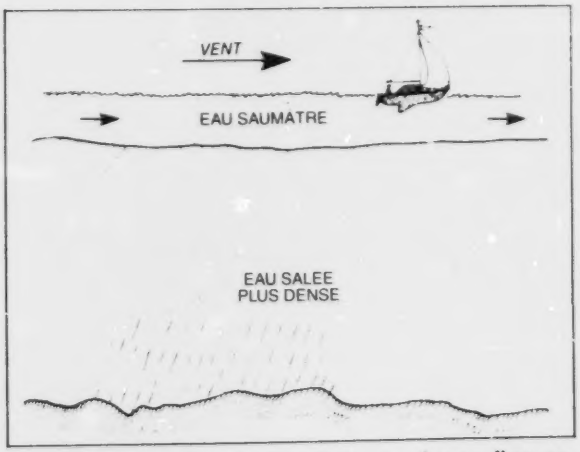


FIG. 4.2 Eaux glissantes. Le vent pousse une « plaque » d'eau saumâtre de faible densité qui surmonte une couche plus profonde d'eau salée plus dense. Le frottement à l'interface limite à la longue la vitesse de la « plaque » (voir fig. 4.3).

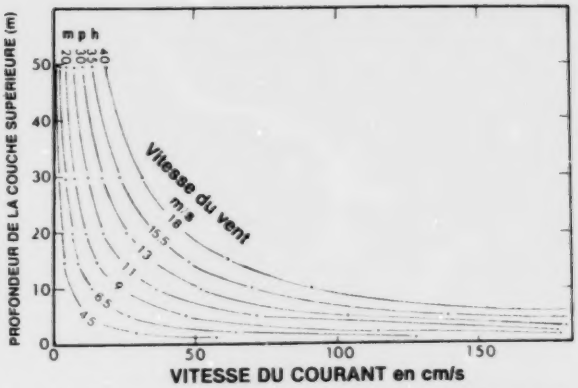


FIG. 4.3 Vitesse maximale qu'une couche d'eau saumâtre peut atteindre théoriquement pour une épaisseur et une vitesse du vent données. (Tiré de Waldichuk 1957)

couche d'eau relativement légère au-dessus de vastes zones de la surface de la mer. En haute mer, la « plaque » peut également être mise en mouvement d'inertie, c'est-à-dire qu'une grande portion d'eau se déplace en rond sans changer d'orientation.

Les participants britanniques aux courses de voile ont mis à profit le phénomène des « eaux glissantes » aux Olympiques d'été de 1968 à Acapulco, au Mexique. Citons David Houghton, conseiller en météorologie des équipages britanniques : « Comme prévu, pendant les deux premières semaines, la surface de la mer...s'est comportée comme une couche glissante; en fait, c'était presque trop beau. L'eau de surface se déplaçait à peu près dans le sens du vent, à des vitesses qui atteignaient environ 2 kn, selon la durée pendant laquelle le vent avait soufflé d'une direction particulière. Quand le vent est tombé, l'eau a poursuivi son chemin à peu près à la même vitesse, et il fallait qu'un vent de direction opposée souffle pendant 24 à 36 h pour arrêter l'eau et la mettre en branle dans l'autre sens ». Il est possible d'estimer la vitesse que peut atteindre une couche saumâtre pour un vent donné. De telles vitesses sont données sur le graphique de la figure 4.3, qui indique, par exemple, qu'un vent de 15 m/s (30 kn) peut déplacer une couche saumâtre de 10 m d'épaisseur à environ 0,6 m/s (1,2 kn). À vent égal, plus la couche est mince, plus la vitesse est grande. Quiconque utilise cette relation devrait cependant se rappeler que l'action des vagues peut détruire la stratification de l'eau, particulièrement si les vents sont forts ou si la couche supérieure est mince (moins 1 m environ).

Spirale d'Ekman

En haute mer, les effets de frottement associés aux mouvements de turbulence aident à transmettre l'influence du vent vers le bas à travers la surface de la mer. La relation entre les vents et les courants, souvent utilisée, non sans quelques réserves, repose sur la théorie de l'océanographe suédois Ekman (1905), qui tenta d'expliquer le comportement de la glace dérivante dans l'océan Arctique. Lorsque son navire spécialement

conçu, le *Fram*, fut emprisonné dans les glaces pendant 3 a, au cours de sa célèbre expédition de 1893, Fridtjof Nansen observa que la glace de l'Arctique dérivait d'environ 45° vers la droite du vent, à un faible pourcentage de la vitesse de celui-ci. Selon l'explication d'Ekman, la résistance du vent, le frottement interne et la force de Coriolis étaient tous trois responsables de ce phénomène. Il montra de plus que, avec l'augmentation de la profondeur, le courant créé par le vent s'éloignerait de plus en plus de la direction du vent et que sa vitesse décroîtrait, pour produire ce qu'on appelle la spirale d'Ekman (fig. 4.4). Les observations actuelles indiquent

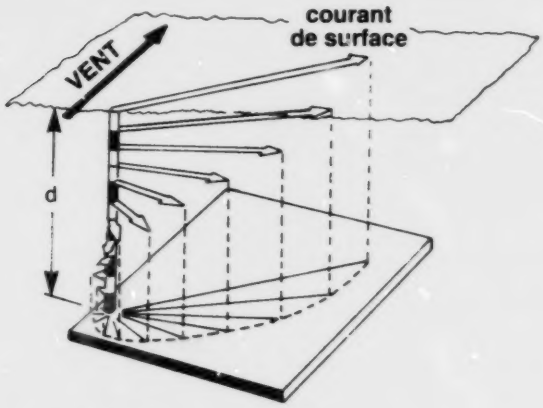


FIG. 4.4 Spirale d'Ekman classique. Les flèches et leur projection sur la surface du bas (lignes discontinues) indiquent la direction et la force relative du courant à des profondeurs diverses par rapport aux vents de surface dans l'hémisphère nord. (Dans l'hémisphère sud, les courants sont déviés vers la gauche du vent.) La profondeur, p, varie mais se situe de façon générale entre 30 et 100 m en haute mer. Les courants plus profonds sont faibles et dans la direction opposée au vent.

que l'angle des courants de surface se rapproche de 20° vers la droite du vent et que la vitesse atteint environ 2 à 3 % de celle du vent, pourvu que 1) l'eau soit agitée par l'action du vent et des vagues; 2) la profondeur de l'eau soit supérieure à la profondeur maximale d'influence directe du vent, soit environ 100 m; et 3) l'écoulement ne soit pas confiné horizontalement par la présence de terre ferme. Si l'eau est moins profonde que la profondeur de l'influence du vent ou si elle est rapprochée du rivage, la colonne d'eau tend à se déplacer vers l'aval du vent à une vitesse qui décroît avec la profondeur. Par temps calme ou lorsqu'il n'y a pas trop de vagues, l'écoulement vers l'aval du vent devient plutôt confiné aux quelques centimètres supérieurs.

Comme cela arrive si souvent dans le cas des explications simples de la génération des courants, la spirale d'Ekman complète s'observe rarement dans l'océan, soit parce que les conditions ne sont pas tout à fait idéales ou à cause d'autres effets qui la masquent. Néanmoins, la direction et la vitesse du courant de surface, et les limites de l'application de la théorie, semblent refléter assez justement l'influence du vent en haute mer.

Le courant associé à la spirale d'Ekman, dit dérive d'Ekman, jouerait un rôle primordial dans l'établissement d'importants modes de circulation due au vent dans les océans du monde. Le mécanisme peut se résumer de la façon suivante. Premièrement, le vent produit un régime de dérive d'Ekman dont les courants sont déviés à la droite du vent dans les 100 premiers mètres environ de la surface de l'océan (dans l'hémisphère nord). (Dans l'hémisphère sud, les courants de dérive sont situés à la gauche du vent.) Puis, à cause des changements nord-sud de l'intensité de la force de Coriolis et des variations horizontales de la vitesse et de la direction du vent, dans certaines régions des océans du monde, une convergence de longue durée s'établit dans les eaux de surface, alors que, pour d'autres régions, une divergence de ces eaux se produit. Dans d'importantes régions où les couches supérieures divergent, une lente circulation ascendante doit exister afin de compenser le mouvement horizontal de l'eau. Le mouvement ascendant, à son tour, crée des courants horizontaux dans les 1 000 m supérieurs ou plus de la colonne d'eau. Les courants se forment en tourbillons cycloniques très caractéristiques des océans les plus importants. De même, la convergence de longue durée des eaux de surface produit un écoulement descendant et la formation des tourbillons anticycloniques également très caractéristiques des océans. Le tourbillon cyclonique subarctique dans le Pacifique Nord-Est, par exemple, est associé aux vents de sens antihoraire du système de basse pression des Aléoutiennes qui domine dans cette région la plus grande partie de l'année. Le tourbillon anticyclonique du Pacifique Nord, à l'ouest de la Californie, est lié à des vents de sens horaire, également très persistants, du système de haute pression du Pacifique Nord.

Courants de densité

Les courants de densité se forment lorsqu'une portion d'eau de densité différente de celle des eaux adjacentes tente d'atteindre son niveau d'équilibre. C'est-à-dire que cette portion se déplace vers une profondeur où l'eau sus-jacente est plus légère (plus douce ou plus chaude) et l'eau sous-jacente est plus lourde (plus salée ou plus froide). Bien que de tels courants soient en général lents et aient donc peu d'effets directs sur les plaisanciers, ils sont extrêmement importants pour la dispersion à long terme de polluants et pour le maintien de la grande diversité de la flore et de la faune dans les profondeurs de certains bassins. Sans réapprovisionnement continuel des eaux profondes et intermédiaires du régime côtier, l'oxygène dissous dans ces eaux ne tarderait pas à être entièrement consommé par les plantes et les animaux aquatiques ainsi que par les matériaux en décomposition. Si cela se produisait, la plupart des organismes vivant dans les eaux profondes disparaîtraient à la longue.

Malgré leur lenteur, les courants de densité contribuent également de façon importante aux régimes de circulation dans les océans mondiaux. On croit aujourd'hui que les petites différences de densité en

haute mer associées au décroissement vers les pôles du rayonnement solaire à la surface de la Terre sont largement responsables des courants lents qui se déplacent sous les profondeurs d'influence des vents à grande échelle (500–1 000 m). Cette circulation, dite thermohaline (chaleur–sel), des écoulements engendrés par les différences de densité semble jouer un rôle aussi important que le vent dans le maintien des mouvements de la mer. De plus, les courants de densité qui plongent et s'écoulent vers le nord depuis les mers continentales peu profondes de l'Antarctique sont responsables de la formation des eaux de fond en dérive lente à des profondeurs inférieures à 3 000 m dans les océans Atlantique et Pacifique. Dernier exemple, la langue d'eau méditerranéenne chaude et salée qui s'écoule dans le détroit de Gibraltar contribue de façon significative à la circulation en profondeur dans l'Atlantique Nord entre 20 et 40° de latitude nord.

Dans certaines conditions, les courants de densité peuvent être prononcés et engendrer des modes de circulation atypiques. L'un des exemples les plus frappants se situe sur la côte de la Colombie-Britannique dans les systèmes des inlets Rupert– Holberg à l'extrémité nord de l'île Vancouver (fig. 4.5). Des observations océanographiques dans cette région ont montré que le brassage vertical intense du flot au-dessus du seuil dans le goulet Quatsino produit souvent une eau plus dense que celle de l'inlet Rupert, dans lequel elle s'écoule. Entraîné par cette différence horizontale de densité, le courant de flot peut ensuite plonger le long du côté du bassin sous

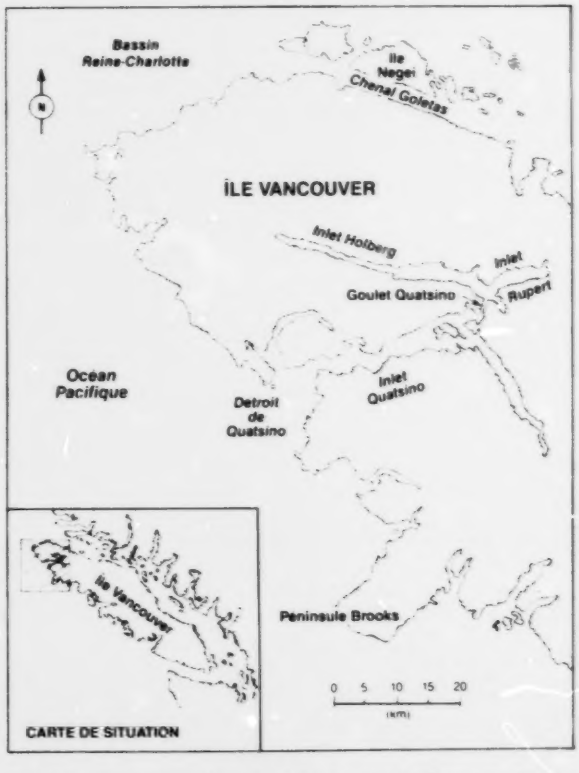


FIG. 4.5 Carte du système des inlets Rupert–Holberg, sur la côte nord- ouest de l'île Vancouver. (Tiré de Goyette et Nelson 1977)

forme de courant de densité rapide dont les vitesses sont supérieures à 1 m/s (2 kn). Balayant le fond de l'inlet, le courant déplace l'eau moins dense vers le haut et entraîne un accroissement de la salinité et de la teneur en oxygène dissous des parties profondes du bassin. Il semble en être particulièrement ainsi pendant le printemps et l'été, moments où les précipitations et l'écoulement sont faibles et où de l'eau dense d'origine océanique se retrouve dans le détroit de Quatsino. Pendant l'automne et l'hiver, l'écoulement et les précipitations plus importantes entraînent des différences de densité plus faibles entre les eaux brassées par la marée du goulet Quatsino et de l'inlet Rupert; il se forme donc, de façon plus intermittente, des courants de densité au fond. (Les courants de jusant dans l'inlet Rupert sont toujours faibles.)

D'autres aspects de la structure des courants de densité sont intéressants. Par exemple, au début du flot, l'eau brassée dans le goulet Quatsino est celle qui en est sortie pendant le jusant précédent. C'est sous forme d'écoulement de surface qu'elle doit d'abord envahir l'inlet Rupert, parce que sa densité est essentiellement la même que celle de la couche supérieure dans l'inlet Rupert. (Les jusants et les flots les plus rapides du courant de surface à l'extrémité nord du goulet Quatsino peuvent atteindre 3 m/s). Cependant, à mesure que la marée continue à s'élever, de l'eau de plus en plus dense relativement à celle déjà présente arrive du côté océanique du goulet; la densité du mélange produit près du seuil s'accroît donc. Le noyau de ce courant de flot de grande vélocité, en pénétrant dans l'inlet, se retrouve donc à des profondeurs de plus en plus importantes jusqu'à ce qu'il atteigne le fond, en équilibre avec les différences de densité dans l'inlet Rupert (fig. 4.6). Le noyau du courant de densité met environ 2 h à atteindre le fond, soit le temps requis pour le transport, par le flot, d'eau océanique salée froide de l'inlet Quatsino jusqu'aux environs du goulet.

Le fort courant de densité de l'inlet Rupert pendant le flot est bénéfique de maintes façons. Contrairement à certains inlets sur la côte (par exemple, l'inlet Saanich), l'eau du fond se renouvelle constamment, et il ne se produit ni stagnation ni épuisement de l'oxygène. Malheureusement, depuis 1971, les rejets de cuivre-molybdène de Utah Mines sont déversés dans l'inlet Rupert (le rythme actuel est de plus de 30 000 t/jour). On affirmait que ces rejets s'accumuleraient doucement au fond et n'auraient aucun effet sur l'environnement aquatique. De toute évidence, seule l'ignorance a présidé à la décision d'utiliser ainsi l'inlet Rupert. Des études ultérieures ont montré que le courant de densité qui balaie le fond pendant le flot ramasse de fins rejets en grandes quantités et les transporte à la surface le long de l'extrémité nord du bassin; ils sont visibles sur les photographies aériennes par la teinte qu'ils donnent à l'eau (pl. 10). À partir de cet endroit, les rejets en suspension sont distribués par les courants sur les larges zones de l'inlet avant de se déposer au fond (fig. 4.7). Bien qu'il n'existe encore aucune preuve certaine d'un effet nocif sur la vie marine, les particules en suspension brouillent l'eau, réduisent la quantité de rayonnement qui pénètre dans les eaux de surface, accélèrent la corrosion de l'équipe-

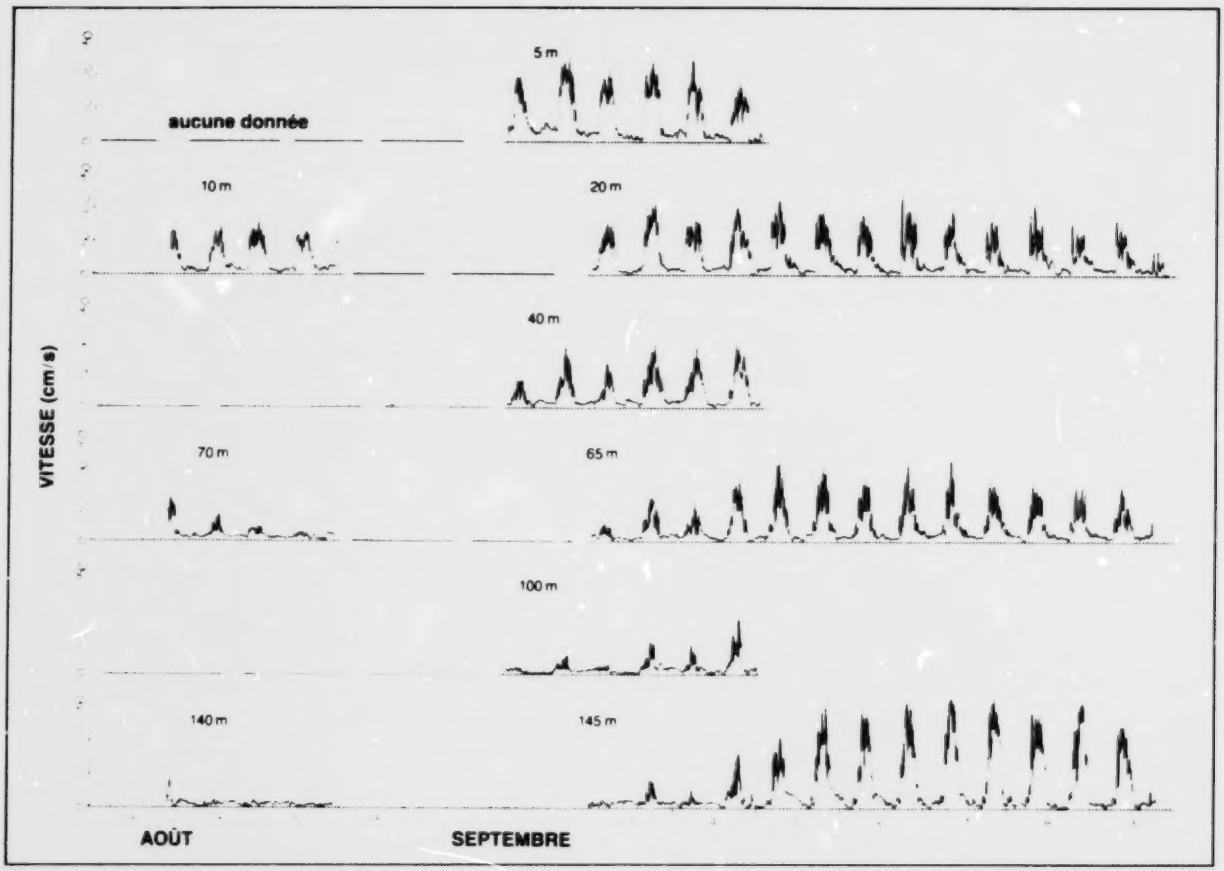


FIG. 4.6 Courants observés dans l'inlet Rupert juste au nord du goulet Quatsino (voir fig. 4.5). Les tracés illustrent la variation de la vitesse du courant pour diverses profondeurs, août-septembre 1976. À la fin de l'été, le courant de flot à poussée positive, qui ressemble à un jet, est confiné presque à la surface; en automne, époque où les eaux de surface deviennent plus denses, le jet qui pénètre dans l'inlet est caractérisé par une poussée négative et peut atteindre le fond. (Avec l'autorisation de D. Stucchi).

ment maritime et peuvent même entraîner des écoulements secondaires en modifiant la densité de l'eau de mer. La situation à Utah Mines souligne à tout le moins la nécessité d'études océanographiques complètes avant d'accorder des permis de pollution.

Courants dus à la pente de la surface de la mer

La portée, sur les courants océaniques, des différences de pression atmosphérique entre les régions très éloignées n'est pas encore bien connue. Ces mouvements semblent avoir une importance négligeable pour la navigation, bien qu'ils puissent avoir des effets à long terme encore méconnus.

En termes simples, la surface d'eau au-dessus de laquelle se situe une zone de haute pression atmosphérique (plus forte que la normale) a tendance à s'abaisser, alors que celle au-dessus de laquelle se tient une basse pression atmosphérique a tendance à s'élever. Ainsi, toute différence de pression entre deux régions produit une inclinaison du niveau de la mer vers la région de plus basse pression atmosphérique. Cela entraîne donc une redistribution de l'eau par l'entremise d'un courant qui va des régions de haute pression vers les régions de basse pression (fig. 4.8). La vitesse d'un tel courant est généralement faible et se distribue sur la profondeur entière de la colonne d'eau. Supposons qu'un baromètre enregistre une haute pression de 1010 mb à Campbell River alors qu'un baromètre sur l'île Saturna, au sud du détroit de Géorgie, enregistre une basse pression de 990 mb, situation inhabituelle mais non improbable. L'inclinaison du niveau de l'eau le long du détroit de Géorgie serait d'environ 20 cm, ou d'environ 1 cm pour chaque mb de différence de pression. Mais, même si cette différence était créée pendant une seule journée et puis se maintenait, le courant engendré n'atteindrait une vitesse que de quelques centimètres à la seconde. Il en est de même pour les courants engendrés lorsque les systèmes de pression s'affaiblissent et que la surface de l'eau redevient plane. Néanmoins, en haute mer, la quantité d'eau transportée en raison des faibles pentes de la surface de la mer peut être très grande lorsqu'on considère la profondeur totale. Ces courants sont donc importants

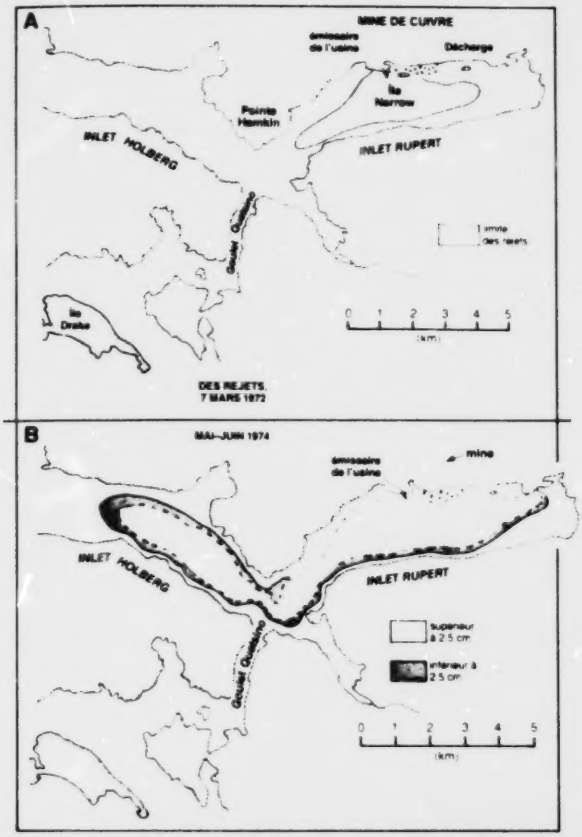


FIG. 4.7 Distribution des rejets de mine sur le fond des inlets Rupert et Holberg à deux moments différents : (A) mars 1972, et (B) mai–juin 1974. L'effluent (de fortes concentrations de cuivre, de manganèse, de chrome, de zinc, de molybdène, de plomb, etc.) est en général dilué avec de l'eau de mer, puis déchargé à une profondeur de 50 m par un émissaire marin situé immédiatement à l'ouest de l'île Narrow. Depuis le début du déversement en octobre 1971, les rejets ont été redistribués sur une large portion du fond par les courants de marée. (Tiré de Goyette et Nelson 1977)

pour la redistribution de l'eau dans les océans du monde. (À cause de l'effet de Coriolis, la direction des courants océaniques moyens de grande échelle est perpendiculaire à la pente de la surface de la mer).

Jets et remous

Bien qu'associés principalement aux courants de marée, les jets et les remous sont des écoulements secondaires parce qu'ils tendent à être localisés et ne persistent pas pendant un cycle maréal complet.

Les courants de marée qui s'écoulent dans des bassins à partir d'un goulet ou d'un passage peuvent conserver leur inertie sur de nombreux kilomètres. Dans ces conditions, ils apparaissent comme un jet d'eau unidirectionnel à vitesse importante par rapport à l'eau adjacente. Les courants atteignent leur vitesse maximale le long de l'axe du jet et ralentissent rapidement de chaque côté, endroit où l'écoulement se fait plus irrégulier (fig.

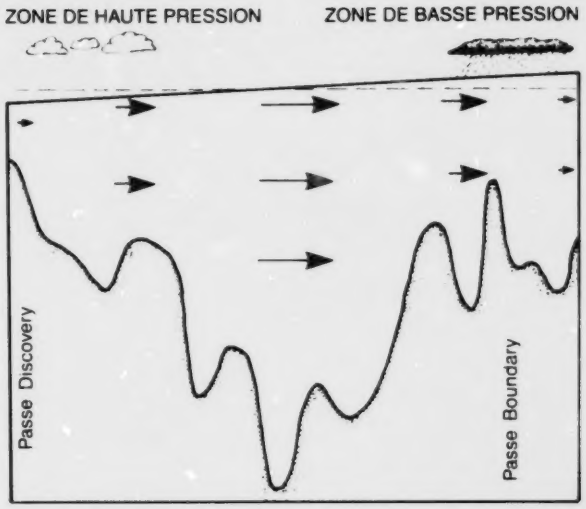


FIG. 4.8 Coupe longitudinale le long du détroit de Géorgie, depuis la passe Discovery jusqu'à la passe Boundary. Des changements de la pente de la surface de la mer produisent, le long du détroit, des différences de pression atmosphérique, exagérées pour illustrer le phénomène. Les flèches montrent la direction des courants (faibles) qui accompagnent le changement de pente; les lignes discontinues correspondent au niveau d'équilibre de la mer.

4.9). Lorsque ces jets s'opposent à la propagation des ondes de surface, des clapotis de marée apparaissent. Les courants de marée qui entrent dans le détroit de Géorgie en passant par les passes Porlier, Active et Boundary sous la forme de jets en étalement peuvent s'infiltrer jusqu'à environ 2 km. Ces courants ont également tendance à pénétrer dans le détroit suivant une trajectoire courbe dès qu'ils rencontrent l'écoulement maréal du détroit. Le flot en forme de jet qui entre à l'extrémité nord du détroit de Johnstone à partir du passage Weynton, à des vitesses allant jusqu'à 100 cm/s (2 kn), envahit toute la profondeur de 400 m, puis se déplace diagonalement à la ligne de rivage. L'écoulement-jet qui sort de la passe Porlier se dirige souvent vers le nord et serre la côte de l'île Valdes.

Les cours d'eau pénètrent dans les eaux côtières sous forme de jets de surface dont la direction est commandée par la bathymétrie, les courants de marée locaux et la force de Coriolis. Les courants qui pénètrent dans le bras principal du Fraser peuvent atteindre des vitesses de 2,5 m/s (5 kn) pendant des périodes de débit et de jusant importants. Comme pour les jets de marée, la quantité de mouvement de l'eau qui entre dans le bras se disperse rapidement par l'entremise des processus d'étalement latéral, de brassage vertical et de frottement. Il en est particulièrement ainsi pour les petites rivières dont l'influence du côté de la mer se perd rapidement lorsqu'elles s'éloignent du front du delta.

Les puissants jets associés aux passes à marées s'accompagnent généralement de remous et de petits tourbillons, qui se forment là où l'eau rapide de ces jets « frotte » contre les eaux plus lentes de part et d'autre. Vus vers l'aval, les remous tournent en sens horaire du côté droit du jet et en sens antihoraire du côté gauche

du jet (voir fig. 3.27). Ces remous se détachent souvent de la bordure du courant principal et s'aventurent dans les régions adjacentes où ils disparaissent.

Les contre-remous se forment en aval des promontoires là où l'eau s'est séparée du courant principal, ou le long des côtés de chenaux où la marée est puissante à cause de l'effet de retardement de la ligne de rivage. Dans certains cas, de telles renverses de courant peuvent s'intensifier en jets étroits le long des bords du chenal et s'accompagner de raz de courant à dénivellation abrupte de l'eau dans la direction de l'écoulement. Dans le goulet Seymour, pendant un flot, de puissants écoulements contraires vers le nord se retrouvent des deux côtés du chenal. Il existe, au nord du cap Mudge, une renverse semblable qui, lors du flot, est un coin favori des pêcheurs de Campbell River. Pendant le jusant, il y a, près de la côte dans la passe Active, juste à l'est de la pointe Mathew, un contre-courant qui est souvent accru par un changement dans la nature des ondes de surface.

L'un des contre-remous les plus prononcés des eaux de la Colombie-Britannique se produit pendant le flot, entre le port de Victoria et les rochers Race. la portion principale du courant de marée continue à se déplacer vers l'est et le détroit d'Haro au lieu de bifurquer vers le nord et d'entrer dans le port. Un exemple de contre-remous particulièrement intéressant est celui au sud de l'île James près de Sidney, pendant le jusant. Des photographies aériennes montrent que les importants remous rasent les deux côtés de l'extrémité aval de l'île, puis se reforment dans la zone abritée derrière l'île (pl. 11). La flèche James, haut-fond qui couvre une région plus grande que l'île, pourrait être partiellement conservée par ces remous, qui entraîneraient le sable de falaises situées en amont dans les eaux plus calmes derrière l'île, lors du jusant. (Cependant, la présence de trois flèches littorales importantes le long du chenal Cordova à l'ouest de l'île James reflète la dérive littorale à prédominance nord de cette région). Finalement, mentionnons un fort remous qui circule dans le sens antihoraire pendant le îlot à l'extrémité sud du détroit d'Haro (voir fig. 11.13). Les courants de surface associés à ce remous, établis en 1979 par des vedettes hydrographiques et des bouées repérées par avions, pourraient avoir des vitesses supérieures à 75 cm/s (1,5 kn), et sont partiellement responsables des courants de marée enchevêtrés et variables caractéristiques de cette région.

FIG. 4.9 Fort courant de jusant s'écoulant à travers le goulet Dodd vers le sud, à partir du chenal Northumberland près de Nanaïmo, le 13 août 1962. L'écoulement est relativement laminaire (lisse) dans l'étranglement du goulet mais devient turbulent dans le bassin au sud. (Avec l'autorisation de R.H. Herlinveaux)

Chapitre 5. Remontée : Mouvement ascendant d'eau froide vers la surface

Causes de la remontée

Il est bien connu que la surface de l'océan devient de plus en plus chaude près de l'équateur. S'il n'en était pas ainsi, des paradis touristiques, tels Hawaii et les îles Fidji, auraient peu d'intérêt. Cependant, d'importantes exceptions font mentir cette règle générale. Par exemple, en été, les températures de l'eau de surface le long de la côte entre la Californie et l'Oregon sont souvent plus basses que celles au large de la côte ouest de la Colombie-Britannique. Ce n'est parfois qu'à la latitude de la Basse-Californie que les températures des eaux côtières deviennent aussi élevées que les eaux correspondantes au large (fig. 5.1).

Le phénomène de la remontée, processus par lequel l'eau subsuperficielle se déplace vers la surface, explique la présence d'eau anormalement froide dans ces régions. Ce phénomène extrêmement important influe sur les pêches, les conditions météorologiques et les régimes de courant dans de nombreuses régions du monde. Il peut

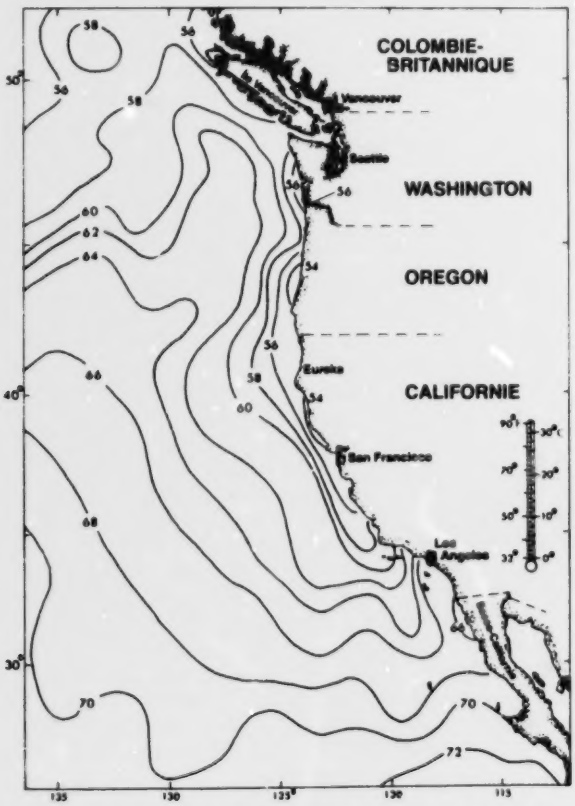


FIG. 5.1 Température moyenne à la surface de la mer au large de la côte ouest de l'Amérique du Nord, entre les 1er et 15 août 1977. Les températures sont en °F. (Tiré du Natl. Mar. Fish. Serv. Bull. 1977)

également être localisé dans des baies ou des chenaux à marées. Les deux principales causes de la remontée seront expliquées.

Premièrement, ce phénomène se produit lorsque de l'eau froide profonde se fraie un chemin vers le haut et prend la place de l'eau de surface plus chaude (fig. 5.2). Des exemples particulièrement frappants de ce processus se manifestent dans beaucoup de passes de la Colombie-Britannique, là où les courants de marée sont déviés vers le haut par des crêtes sous-marines, des

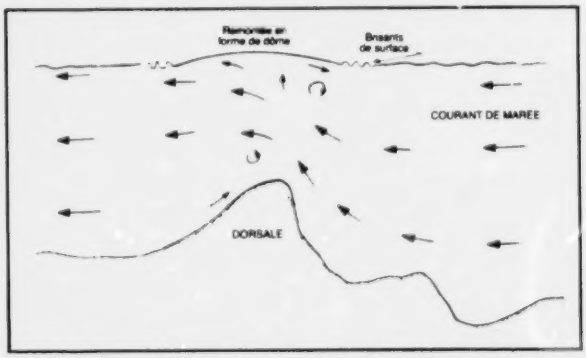


FIG. 5.2 Remontée d'eau plus froide produite par la déviation des courants de marée sur une dorsale. L'étendue et l'emplacement des remontées peuvent changer en quelques minutes à cause des variations de la vitesse du courant.

hauts-fonds et autres renflements du lit. Les remontées lisses en forme de dômes dans les chenaux à marées vigoureuses, tels la passe Active et le goulet Seymour, se forment de cette façon. (Tous ceux qui, à la barre de leur bateau, ont traversé une remontée peuvent attester de la force des mouvements de l'eau.) Ce type de remontée aide à maintenir froides les eaux du détroit Juan de Fuca et du sud du détroit de Géorgie pendant toute l'année. Un processus semblable, bien que beaucoup moins vigoureux, se produit en haute mer, là où des courants lents sont déviés vers le haut par des pics sous-marins ou des dorsales. Le mont sous-marin Cobb, par exemple, situé à 500 km au sud-ouest de l'île Vancouver, passe de façon abrupte de 2 400 m à seulement 30 m de profondeur en moins de 35 km et influe fortement sur les courants avoisinants.

La seconde cause de la remontée est légèrement plus subtile et plus générale. L'eau profonde ne se fraie pas un chemin vers le haut. Selon l'explication classique, il s'agit plutôt des vents qui éloignent l'eau superficielle d'un endroit donné, si bien que l'eau profonde doit s'élever pour la remplacer. L'eau profonde réagit donc à ce qui se produit près de la surface, alors que, dans la première hypothèse, l'eau superficielle réagit à ce qui se produit plus bas. C'est ce

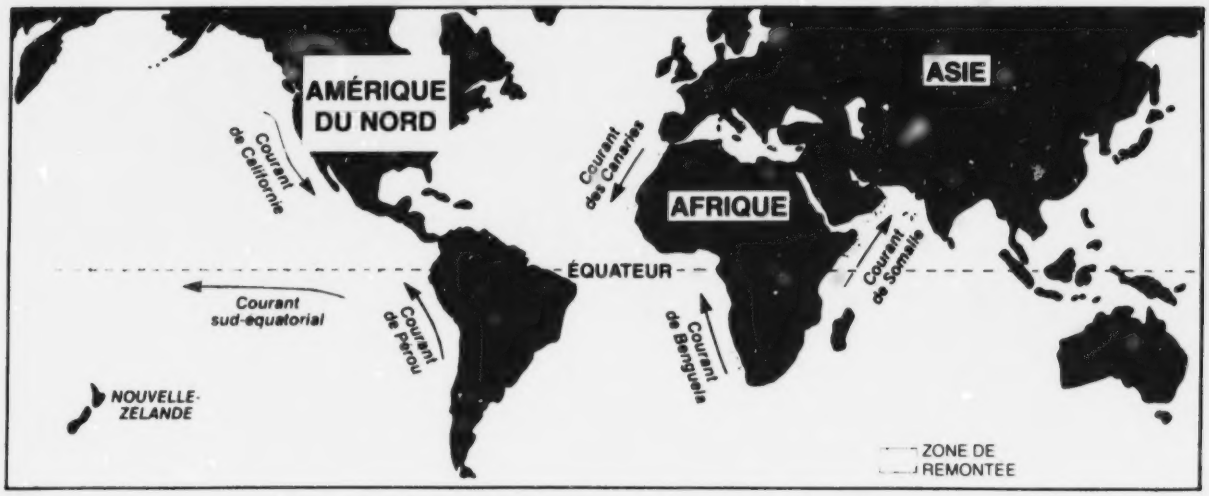


FIG. 5.3 Grandes zones océaniques de remontée et courants côtiers régionaux.

deuxième type de remontée qui engendre de façon régulière les eaux très froides en été le long de la côte ouest des États-Unis. (Une variation de la circulation côtière produite par d'autres causes peut entraîner les mêmes effets.) D'autres régions importantes touchées de la même façon sont celles de la côte ouest : le Pérou, l'Afrique du Sud-Ouest, le Portugal et le Maroc (fig. 5.3). Une remontée se produit également au large de la côte ouest de l'île Vancouver pendant l'été, mais elle tend à être plus intermittente et moins bien développée. La seule importante région de remontée sur la rive est se situe le long de la côte de l'Arabie pendant la mousson du sud-ouest. Finalement, une ceinture très importante de remontée s'étend le long de l'équateur entre la ligne de changement de date et les îles Galapagos dans l'océan Pacifique.

Dans la plupart des cas, de vastes systèmes de vents, de même que l'effet de Coriolis associé à la rotation de la Terre, créent ces régions de remontée. Au large de la côte ouest de l'Amérique du Nord, par exemple, les vents du nord-ouest qui soufflent en été sont la source de ce phénomène (fig. 5.4). Lorsque ces vents soufflent le long de la côte, la pression exercée sur l'eau produit de lents courants de dérive à des profondeurs qui atteignent environ 100 m. Comme nous l'avons mentionné au chapitre 4, la rotation de la Terre fait ensuite dévier les courants de dérive vers la droite du vent. L'eau étant poussée vers le large, de l'eau froide et riche en nutriants issue de profondeurs de 100 à 300 m s'élève pour la remplacer. Contrairement à la situation existant dans les chenaux à marées de la Colombie-Britannique, une telle remontée produite par le vent est extrêmement lente, les vitesses d'ascension atteignant 1 à 10 m par jour. Mais, parce que des milliers de kilomètres carrés peuvent être touchés en même temps, l'effet d'ensemble est considérable.

Comme les pêcheurs le découvrirent au large des côtes il y a longtemps, les eaux froides qui remontent apparaissent sous la forme de plaques, de langues et de panaches qui changent constamment de forme. L'étendue d'un point froid particulier peut être inférieure à 1 km ou atteindre 30 km de largeur et environ 20 m d'épaisseur. De plus, les limites latérales entre l'eau de remontée plus froide et l'eau plus chaude qu'elle remplace peuvent être très marquées. Même sans thermomètre, un pêcheur attentif peut distinguer entre la couleur bleu sombre de l'eau qui vient de s'élever à la surface et la couleur vert trouble de l'eau plus vieille et plus chaude. (La figure 5.5 illustre une façon plus moderne d'observer les remontées.)

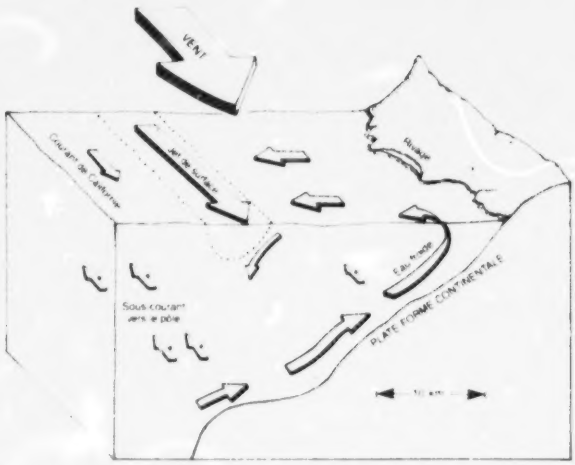


FIG. 5.4 Caractéristiques principales d'une remontée classique entraînée par le vent dans l'hémisphère nord. Les vents vers l'équateur combinés à la force de Coriolis déplacent vers le large l'eau de surface voisine de la côte; l'eau subsuperficielle plus froide s'élève afin de la remplacer. Les fronts de température se forment à la confluence d'une région de remontée (du côté mer de la zone tiretée). Les courants secondaires associés à la remontée sont les jets de surface étroits et puissants vers l'équateur et le sous-courant faible vers le pôle. Le pointillé délimite le noyau du jet de surface.

Dans l'océan Pacifique équatorial, des remontées se produisent presque toute l'année, mais elle sont plus intenses de juin à octobre, époque où les alizés du sud-

FIG. 5.5 Balayage en infra-rouge, par le satellite NOAA, de la côte du Pacifique depuis l'île Vancouver jusqu'au sud de la Californie (pris à 1 500 km d'altitude, le 11 septembre 1974). Les zones les plus chaudes sont les plus foncées. L'eau de remontée relativement froide, près de la côte de l'Oregon et de la Californie, est blanchâtre par rapport à l'eau plus chaude en haute mer (voir fig. 5.1). Les nuages et la neige apparaissent en blanc, les forêts et les terres, en fonce. (Avec l'autorisation de S. Tabata)

est soufflent au-dessus de l'équateur. Ces remontées à l'équateur se produisent parce que la rotation de la Terre fait dévier les courants produits par les alizés vers le nord du côté nord de l'équateur et vers le sud du côté sud de l'équateur. Cette divergence de courants crée la ceinture de remontée le long de l'équateur.

Les vents locaux qui poussent l'eau directement au large d'une côte sous le vent entraînent une remontée (fig. 5.6). Dans ce cas, l'effet de Coriolis est négligeable à cause de l'étendue limitée de l'eau touchée. Dans le détroit de Géorgie, les vents de l'ouest produisent un faible mouvement vers le haut le long des rives est de

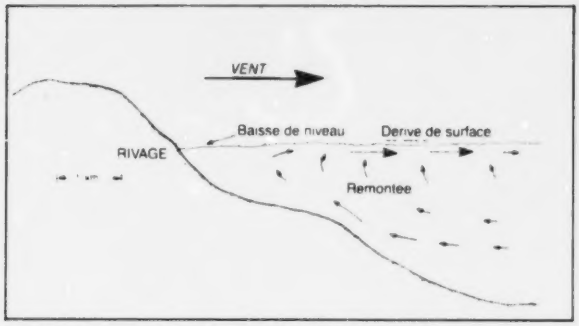


FIG. 5.6 Remontée locale engendrée le long d'un rivage sous le vent. La baisse de niveau, qui se traduit par un faible abaissement du niveau moyen de la mer, résulte du transport net d'eau vers le large.

l'île Vancouver et de quelques-unes des îles les plus importantes. De même, des vents du nord-ouest dominants en été au-dessus du nord du détroit de Géorgie déclenchent une remontée sur les côtés sous le vent des îles Texada, Lasqueti et Denman. Les mêmes vents poussent les eaux de surface réchauffées par le Soleil hors de régions partiellement fermées, telle la baie Departure, et rendent la baignade beaucoup moins agréable. Enfin, des zones de remontée limitées peuvent se former du côté aval des saillies dans les courants. Ainsi, en passant devant une pointe de terre, un courant attire de l'eau de surface derrière la pointe et fait monter de l'eau subsuperficielle.

Effets locaux

La caractéristique la plus évidente de la remontée est la présence d'eaux plus froides que la normale à la surface de la mer. Des eaux remontées le long d'une côte ouverte peuvent provenir de profondeurs allant jusqu'à 300 m; ainsi, leurs températures peuvent être plus faibles en été, époque où la remontée est très intense, qu'en hiver, époque où elle est plus faible ou inexistante (fig. 5.7). L'une des conséquences de ces eaux froides est l'apparition de brouillards marins là où l'eau est en contact avec l'air chaud et humide. Les brouillards denses le long de la côte du Pacifique de l'Amérique du Nord pendant l'été sont généralement créés ainsi et peuvent durer de nombreux jours, quelle que soit la force du vent. Les eaux de surface relativement froides du détroit Juan de Fuca sont également une cause fréquente de brouillards marins, particulièrement pendant les inversions atmosphériques, où l'air est stable près du niveau de la mer. Le réchauffement diurne des terres environnantes, cependant, dissipe en général le brouillard vers la fin de la matinée après création de courants d'air verticaux. En un sens, ces brouillards sont également associés aux processus de remontée — le brassage par les marées dans les passes des îles San Juan et Gulf apporte d'abord des eaux froides à la surface.

Les activités récréatives estivales dans les eaux protégées de la Colombie-Britannique et de l'État de

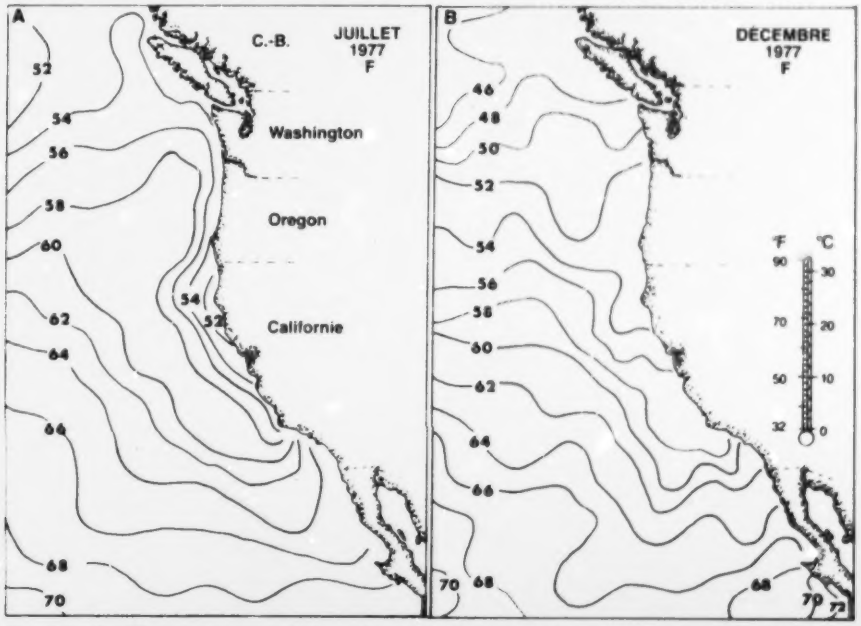


FIG. 5.7 Températures moyennes à la surface de la mer (°F) au large de la côte ouest de l'Amérique du Nord, (A) le 15 juillet et (B) du 16 au 31 décembre 1977. (Tiré de Natl. Mar. Fish. Serv. Bull. 1977)

Washington peuvent être affectées par les remontées. Même si les températures de l'air sont semblables pendant la journée, l'eau peut être chaude un jour, puis froide le lendemain. Les températures de l'eau le long des côtes de la rive ouest du détroit de Géorgie subissent souvent des variations rapides des conditions de baignade; celles-ci peuvent changer radicalement en quelques heures. De bons exemples en sont la baie Departure et la plage Piper's près de Nanaïmo (fig. 5.8), où

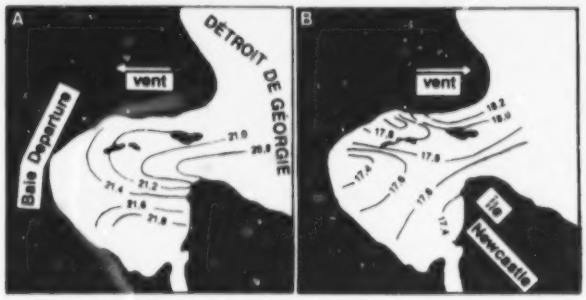


FIG. 5.8 Températures (°C) de la surface de la baie Departure, à Nanaïmo. (A) le 4 juillet 1968 pendant des vents d'est; et (B) le 5 juillet 1966 pendant des vents d'ouet. La Station de biologie du Pacifique est indiquée du côté nord de la baie. (Tiré de Henry et Murty 1972)

l'auteur a remarqué une détérioration des conditions de baignade après une renverse des vents locaux. La figure 5.8A montre de façon plus scientifique les températures de la surface de la baie Departure le 4 juillet 1968, pendant des vents d'est (vents d'afflux); la figure 5.8B montre les températures le lendemain, où les vents sont devenus de l'ouest (vents de reflux). La baisse de presque 4°C de la température de l'eau en moins de 24 h a été causée par la remontée d'eau plus froide d'une profondeur d'environ 5 m qui a remplacé l'eau plus chaude de la surface transportée hors de la baie par les vents d'ouest. L'établissement, par une brise de mer, de vents d'ouest l'après-midi est un phénomène courant au-dessus de la région du détroit de Géorgie pendant l'été; les baigneurs ne devraient donc pas se surprendre d'une baisse de la température de l'eau à leur plage favorite vers la fin de l'après-midi.

Climat

Un autre aspect de la remontée est l'effet qu'elle a sur les climats côtiers. Dans les régions où les vents dominants possèdent une composante d'afflux, l'eau superficielle froide refroidit l'air et a ainsi un effet modérateur sur les températures et l'humidité côtières. Par exemple, Tofino connaît des températures d'été beaucoup plus faibles et des humidités beaucoup plus fortes que Kamloops. Le contraste est encore plus frappant en Oregon, où les conditions littorales plutôt fraîches et humides peuvent céder la place à la chaleur sèche et oppressante de la campagne, à quelques kilomètres à l'intérieur des terres. Cependant, le contraire est vrai pour la région côtière du Pérou, flanquée, d'un côté, des plus importantes régions de remontée du monde et, de l'autre, des chaînes de montagnes les plus hautes du monde (Andes). Dans ce cas, le désert de sable sans végétation de la côte humide et chaude cède la place à la chaleur agréable des prairies des contreforts à moins de 30 km à l'intérieur des terres. L'influence de la remontée n'est cependant pas confinée aux régimes climatiques locaux. Des études récentes montrent que les variations de l'intensité de la remontée le long de l'équateur causent des changements de la situation météorologique sur tout l'hémisphère nord. Même des endroits éloignés, comme l'Islande et la Sibérie, sont touchés par des événements qui se produisent à l'équateur.

Pêcheries

La caractéristique la plus importante de la remontée est probablement sa fonction de « pompe biologique » qui amène à la surface ensoleillée des eaux profondes et riches en nutriants. C'est que les plantes marines unicellulaires, le phytoplancton, consomment ces nutriants ainsi que de l'énergie solaire à des fins de photosynthèse, puis forment de vastes « peuplements » océaniques. Ceux-ci sont une source alimentaire de base pour tous les animaux marins, depuis les animaux microscopiques les plus simples, le zooplancton, jusqu'au plus grand des animaux vivants, la baleine bleue. La chaîne alimentaire océanique est, bien sûr, exactement semblable à celle sur la terre ferme en ce que les animaux dépendent des plantes, soit directement soit indirectement. En fait, les situations se ressemblent tellement que l'on appelle « brouteurs » les animaux aquatiques qui se nourrissent directement de phytoplancton. En apportant de grandes quantités de nutriants à la surface, la remontée encourage la croissance de luxuriants pâturages océaniques où la vie marine peut se développer abondamment. Les rendements de la pêche dans ces régions sont au moins un millier de fois supérieurs à ceux des autres régions océaniques. Bien que les régions de remontée côtière ne représentent qu'environ $^1/_{10}$ % de la surface totale des océans, elles fourniraient plus de la moitié des captures. Même des régions de faible remontée, comme celle de la côte de la Colombie-Britannique, sont particulièrement aptes à faire vivre une grande quantité de poissons, spécialement dans les « points chauds » biologiques, telle l'entrée de la baie Barkley sur la côte ouest de l'île Vancouver.

Bien que la remontée se produise régulièrement tous les ans dans des régions spécifiques, elle ne se manifeste pas sans arrêt pendant la période de remontée. Après tout, les vents côtiers dominants renversent souvent leur direction pendant des jours ou des semaines à cause de changements météorologiques. Donc, même si les vents d'été le long des rives du Pacifique de l'Amérique du Nord soufflent généralement du nord-ouest, ils peuvent souvent venir du sud. Lorsqu'il en est ainsi, les vents n'entraînent plus l'eau de surface vers le large, et le phénomène de remontée de même que la croissance effrénée de phytoplancton cessent. Par suite, les poissons qui se nourrissaient dans le riche écosystème de remontée se dispersent en quête de nourriture, ou, si l'arrêt de la remontée se produit subitement, meurent de

faim. Il s'ensuit une baisse considérable du nombre de captures de poissons. Bien que les flottes qui pêchent le long de la côte du Pacifique, depuis la Californie jusqu'à l'Alaska, soient souvent touchées par de tels événements, leurs pertes sont loin d'être aussi considérables que celles de l'industrie péruvienne de la pêche.

El Niño

La remontée ne se produit que de façon saisonnière au large de la côte de la Colombie-Britannique; mais, le long de la côte péruvienne, elle se manifeste généralement pendant toute l'année. Cependant, en février et en mars, la remontée cesse au large du nord du Pérou, et une langue du contre-courant équatorial chaud vers l'est atteint environ 6° de latitude sud. On appelle ce courant El Niño, l'Enfant Jésus, parce qu'il se manifeste pendant la période de Noël. Ce phénomène n'a généralement guère de conséquence sur le reste de la côte péruvienne. Cependant, tous les 7 ans en moyenne, le système d'alizés s'effondre au-dessus de l'océan Pacifique équatorial, ce qui entraîne un affaiblissement du courant sud-équatorial vers l'ouest et du courant du Pérou vers le nord (fig. 5.3). Il s'ensuit, en quelques mois, un arrêt de la remontée le long de toute la côte du Pérou et une pénétration d'eau équatoriale chaude et pauvre en nutriants vers le sud jusqu'à 12° de latitude sud. Cette forme extrême du El Niño peut entraîner une véritable hécatombe de phytoplancton et de poissons ou, au mieux, forcer les poissons à se disperser au large ou dans les eaux plus profondes en quête de nourriture, ce qui a des conséquences désastreuses pour les pêcheurs et les oiseaux de mer. Les Los Niños sont observés par les pêcheurs depuis plus de 180 ans; les Los Niños récents les plus importants se manifestèrent en 1965, 1972–1973 et 1976. Il semble qu'un événement de type El Niño se soit produit également en 1982–1983 et qu'il ait influencé la température et l'océanographie de la région équatoriale du Pacifique. En son absence, en 1970, les eaux péruviennes produisirent 22 % (12,3 millions de t) des captures mondiales de poissons, surtout des anchois. En 1972–1973, les prises chutèrent à seulement 4,7 millions de t, catastrophe pour le Pérou. Pour comble de malheur, la rareté de concentrations de poissons accessibles près de la côte provoque la famine en masse des oiseaux de mer et, donc, la diminution des devises étrangères du Pérou, pays fortement dépendant de l'exportation d'engrais produits à partir des excréments (guano) de ces oiseaux. De plus, le phytoplancton en décomposition sur les plages produit du sulfure d'hydrogène, qui s'allie aux brises de mer humides pour noircir la peinture des navires. Ce phénomène, appelé le « peintre Callao », se manifeste chaque année, mais de façon plus intense pendant un El Niño catastrophique. Finalement, des pluies torrentielles coïncident souvent avec l'interruption de la remontée et produisent de graves inondations et dommages aux récoltes. Compte tenu de tous ces désastres, il est facile d'être d'accord avec la limite des eaux territoriales de 200 milles du Pérou et de sympathiser avec le désir tenace qu'a le gouvernement de protéger la population de poissons contre les pêcheurs étrangers.

Courants côtiers

Une étude récente au large des États d'Oregon et de Washington par des océanographes américains a montré que la remontée entraîne une intensification du courant côtier vers le sud. Cet écoulement vers le sud, qu'on appelle courant de Californie, est généralement large et lent, mais, pendant des périodes de remontée continue, la portion du courant entre 20 à 40 km de la côte s'accélère en un « jet » étroit, qui peut atteindre des vitesses d'environ 100 cm/s (fig. 5.4). Au large des côtes de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, la remontée est beaucoup moins intense qu'au large de l'État d'Oregon; le « jet » côtier devrait donc être proportionnellement plus faible. Il découle de ce que nous venons de dire que les voiliers en route vers le sud au large de ces côtes en été profitent des meilleures condition — des vents du nord-ouest et des courants vers le sud — alors que les voiliers se dirigeant vers le nord doivent faire face à des courants océaniques contraires. Pour terminer, ajoutons que les études au large de l'Oregon ont montré que la remontée produit également un écoulement lent vers le nord en profondeur, qui compense l'écoulement vers le sud près de la surface. Des conditions semblables sont engendrées dans d'autres régions de remontée dans le monde, bien qu'elles n'aient pas toutes été observées en détail.

TROISIÈME PARTIE
ONDES OCÉANIQUES

Chapitre 6. Nature des ondes océaniques

L'étude des ondes océaniques est l'une des branches les plus ardues et les plus avancées de l'océanographie. Les études, qui ont commencé au début du XIX^{e} siècle, portaient sur les ondes de surface; elles englobent maintenant la recherche sur la génération, la propagation et l'amortissement de divers types d'ondes. Malgré les progrès considérables accomplis dans la compréhension du sujet, de nombreuses questions fondamentales liées aux ondes océaniques demeurent sans réponse. Par exemple, il est évident que les vents engendrent des vagues à la surface de l'océan, mais la façon dont ils agissent est encore fort discutée.

Terminologie

Toutes les oscillations de l'océan sont produites de la même façon générale. Tout d'abord, un mécanisme, tel le vent ou un bateau, fait perdre à l'eau son état d'équilibre ou stable (fig. 6.1). Puis, un mécanisme rétablisseur, telle l'attraction gravitationnelle de la Terre, entre en jeu et force l'eau à revenir à sa position d'équilibre. À cause de son inertie, l'eau dépasse ce point et crée une distorsion dans le sens opposé. Encore une fois, l'eau est ramenée vers son niveau d'équilibre, mais l'inertie l'entraîne encore au-delà. Le processus entier se répète donc à intervalles réguliers. (Un pendule en mouvement est soumis à une action semblable). Le résultat net est une perturbation progressive, ou signal, qu'on appelle onde.

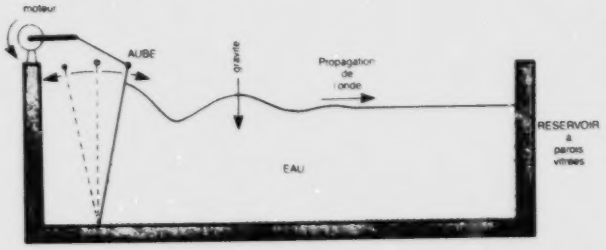


FIG. 6.1 Ondes de gravité superficielles produites dans un réservoir générateur de vagues. L'aube motorisée est le mécanisme « perturbateur », et la gravité, le mécanisme « rétablisseur ».

Trois facteurs déterminent les caractéristiques d'une onde : a) le type de perturbation appliquée d'abord à l'eau ainsi que la forme de son application — soit de façon continue pour produire une onde entretenue, soit de façon ponctuelle pour permettre à l'onde de se propager sous forme d'oscillation libre; b) le type de mécanisme rétablisseur qui force l'eau à retourner vers son point d'équilibre; et c) les propriétés de l'eau. Les oscillations libres à la surface, pour lesquelles la gravité est le mécanisme rétablisseur, seront principalement étudiées.

La figure 6.2 illustre les composantes d'une onde. La période de l'onde est le temps qui s'écoule entre les passages en un point fixe de deux crêtes successives. La vitesse de l'onde se mesure par rapport à un point fixe; on l'appelle également célérité ou vitesse de phase de l'onde.

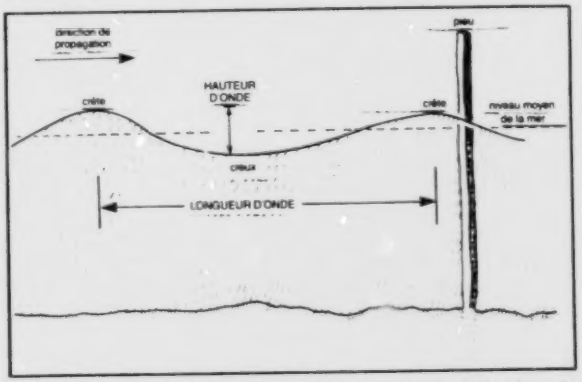


FIG. 6.2 Terminologie générale des ondes. La période de l'onde est le temps que met une longueur de celle-ci à atteindre un point fixe. La vitesse de l'onde (célérité ou vitesse de phase) mesure le taux de déplacement au-dessus du fond.

De plus, il est utile d'établir une distinction entre eau profonde, eau intermédiaire et eau peu profonde, relativement à la séparation horizontale entre des crêtes adjacentes. Si la profondeur totale de l'eau est supérieure au $^{1}/_{4}$ de la longueur d'onde (voir fig. 6.3A), l'eau est dite profonde et les ondes sont des vagues en eau profonde ou vagues courtes (raccourcir les ondes a le même effet sur leurs propriétés qu'approfondir l'eau); les vagues dues au vent font généralement partie de cette catégorie. D'autres part, si la profondeur de l'eau se situe entre le $^{1}/_{4}$ et le $^{1}/_{20}$ de la longueur d'onde, les ondes sont des vagues en eau intermédiaire; la houle de la plate-forme continentale, générée en haute mer, est généralement de ce type. Enfin, si la profondeur de l'eau est inférieure à $^{1}/_{20}$ de la longueur d'onde (fig. 6.3B), l'eau est peu profonde et les ondes sont des vagues en eau peu profonde ou vagues longues; les marées et les tsunamis font partie de cette catégorie, leurs longueurs d'onde étant supérieures à des centaines de kilomètres, alors que la profondeur de l'océan n'excède jamais 13 km.

Les vagues en eau profonde ne sont pas influencées par le fond; leurs mouvements sont donc identiques à ceux en eau de profondeur infinie. D'autre part, les vagues en eau intermédiaire sont partiellement touchées par la topographie du fond, et les vagues en eau peu profonde sont fortement influencées par des variations de profondeur. Le tableau suivant offre un résumé des profondeurs pour chaque type de vague (P est la profondeur moyenne de l'eau, L est la longueur d'onde en

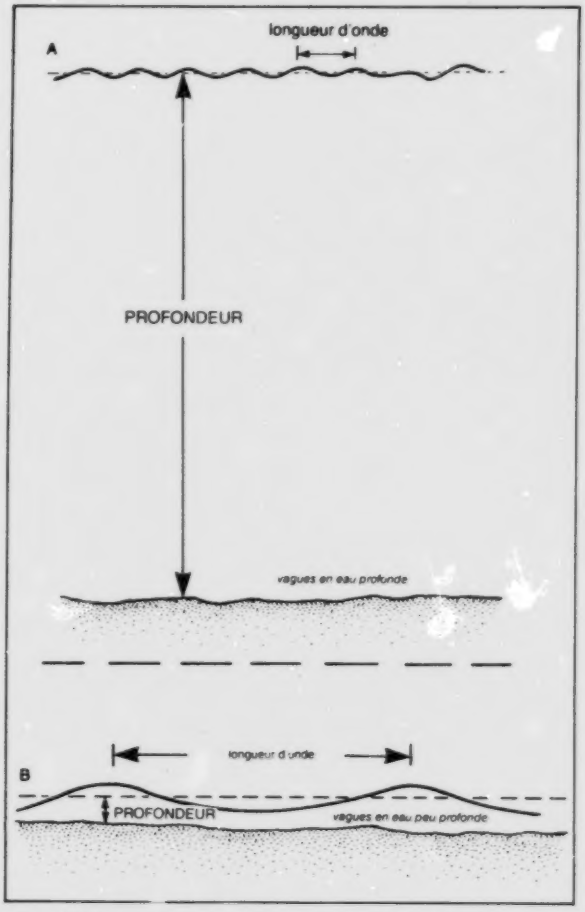


FIG. 6.3(A) Vagues en eau profonde ou vagues courtes (B) vagues en eau peu profonde ou vagues longues.

eau profonde). Notons cependant que le choix de 1/4 pour le rapport profondeur-longueur d'onde où les vagues passent du type « en eau profonde » au type « en eau intermédiaire » est quelque peu arbitraire. Il repose sur le fait que la vitesse réelle de l'onde à cette profondeur diffère de moins de 5 % de celle en eau profonde, ce qui constitue l'erreur maximale permise par la plupart des océanographes pour la catégorisation des types d'ondes. À des profondeurs encore plus faibles, cette différence s'accroît, et il devient inacceptable d'utiliser les vitesses d'onde qui reposent sur cette formule pour l'eau profonde. Certains océanographes préfèrent situer à 1/2 le rapport profondeur-longueur d'onde où se fait la transition; l'erreur dans la vitesse réelle de l'onde n'y est que de 0,2 % de la valeur en eau profonde. Cependant, cette exigence est trop rigoureuse pour être pratique dans la plupart des cas. Le choix de 1/20 pour le rapport profondeur-longueur d'onde marquant la transition d'onde en eau intermédiaire à celle en eau peu profonde met à 2 % l'erreur de la vitesse de phase. À des profondeurs encore plus faibles, les relations pour les ondes en eau peu profonde offrent une description fort satisfaisante des propriétés des vagues.

Caractéristique	Eau profonde	Eau intermédiaire	Eau peu profonde
Applicabilité	$P > 1/4\ L$	$1/4\ L > P > 1/20\ L$	$P < 1/20\ L$
Exemples	mer et houle en haute mer	houle longue au-dessus de la plate-forme, mer en dehors de la zone de déferlement	tsunamis, marées, houles voisine de la côte

Mouvement de l'eau

Quiconque connaît la mer sait que l'eau ne se déplace pas à la vitesse des vagues. S'il n'en était pas ainsi, la

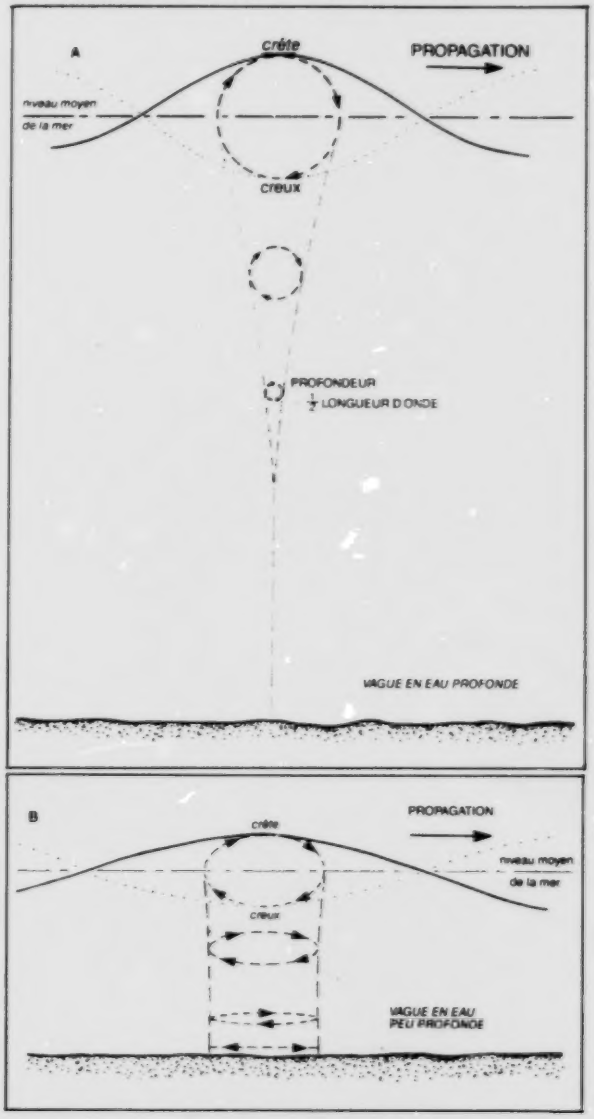


FIG. 6.4(A) Trajectoires circulaires suivies par des portions d'eau à des profondeurs différentes tandis que toute une vague en eau profonde se déplace de gauche à droite. Les diamètres orbitaux décroissent rapidement avec la profondeur. Les mouvements sont dirigés vers l'avant sous la crête et vers l'arrière sous le creux. (B) Trajectoires elliptiques que tracent des portions d'eau à des profondeurs différentes pendant le passage de toute une vague en eau peu profonde. Au fond, les mouvements sont essentiellement de va-et-vient. Seulement la crête et le creux de la vague sont illustrés dans les deux diagrammes.

navigation serait impossible. Par exemple, le tremblement de terre du 27 mars 1964, en Alaska, engendra de très longues oscillations (tsunamis qui se propagèrent sur l'océan Pacifique à des vitesses voisines de 850 m/s (440 kn). Il n'est pas difficile d'imaginer ce qu'il adviendrait à un navire si l'eau se déplaçait également à cette vitesse.

L'observation d'un objet flottant, tel un copeau de bois, montre comment l'eau se déplace. À l'approche de la crête de la vague, le copeau avance; il s'arrête tandis que le creux progresse; puis il revient presque jusqu'à sa position initiale au passage du creux. En même temps qu'il va et vient, le copeau monte et descend selon le niveau de l'eau. Pour les vagues en eau profonde, ce mouvement combiné fait déplacer le copeau de bois et l'eau en une trajectoire presque circulaire (fig. 6.4A). (En fait, les cercles ne sont pas complètement fermés, l'eau dérivant très lentement dans le sens de la propagation des vagues pour produire la dérive de Stokes, décrite au chapitre 4.) Des observations sous la surface montreraient que les diamètres de ces cercles décroissent avec la profondeur. À une profondeur égale à la moitié de la longueur d'onde, les diamètres ne seraient que de $^1/_{23}$ de leur valeur en surface, et à une profondeur d'une longueur d'onde, ils ne seraient plus que de $^1/_{535}$. Il n'est donc pas étonnant que les sous-marins se déplacent sans secousses sous les vagues.

Non seulement l'eau ne se propage pas avec les vagues, mais sa vitesse de rotation est de beaucoup inférieure à celle de la vitesse de la vague. Une formule approximative donne :

vitesse de l'eau ÷ vitesse de la vague = 3 x (hauteur de la vague ÷ longueur de la vague).

Donc l'eau située exactement sous une vague de 1 m de hauteur et de 90 m de longueur se déplace en cercles à une vitesse égale à $^1/_{30}$ au plus de la vitesse de la vague. Parce qu'une vague aussi longue se propagerait à 12 m/s en eau profonde, l'eau elle-même ne tournoierait qu'à environ 0,4 m/s (environ 0,8 kn).

La situation se révèle différente pour les vagues en eau intermédiaire, puisque le fond entrave le mouvement de montée et de descente de l'eau et que les cercles s'aplatissent en ellipse. Les mouvements verticaux, associés à ces ondes, décroissent avec la profondeur de façon uniforme jusqu'à ce qu'ils deviennent nuls au fond. Pour les vagues en eau peu profonde (fig. 6.4B), les ellipses s'aplatissent généralement et deviennent des lignes; les mouvements se font donc presque entièrement dans le plan horizontal. De plus, les mouvements horizontaux décroissent très légèrement de haut en bas, contrairement à leurs équivalents pour les vagues en eau profonde. C'est pourquoi les courants associés à la marée, véritables vagues en eau peu profonde, exercent une force presque uniforme de haut en bas en pleine mer.

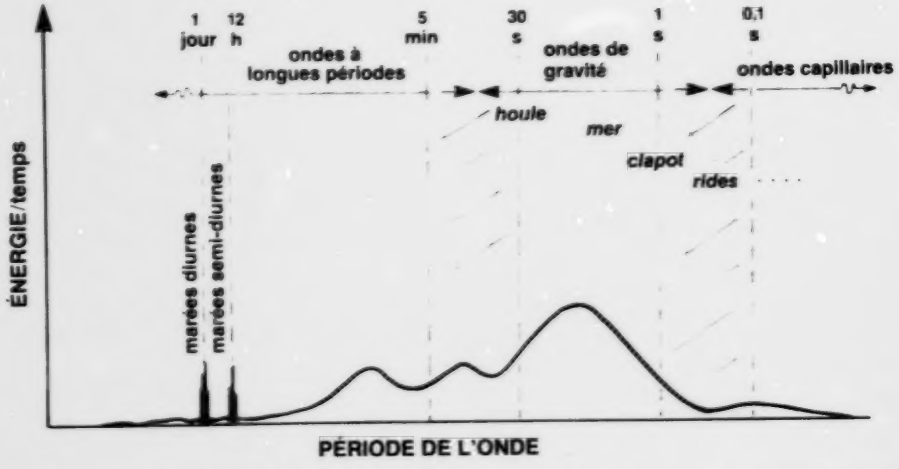


FIG. 6.5 Gamme de puissances. Tracé de la quantité relative d'énergie contenue dans les ondes pour différentes périodes de l'onde à un endroit et à un moment donnés. Les lignes discontinues montrent le chevauchement entre les types de vagues. L'énergie maréale est concentrée dans une étroite bande de périodes près des périodes diurnes et semi-diurnes. (D'après Kinsman 1965)

Classification

En plus de la distinction entre eaux profonde, intermédiaire et peu profonde, il existe d'autres façons de classer les ondes de l'océan. Une classification utile est établie selon la période, qui peut varier de fractions de seconde pour les rides à 12 h et plus pour les marées. Les ondes sont ensuite groupées selon des caractéristiques semblables. Il est d'usage de représenter par des tracés la période de l'onde par rapport à la quantité relative d'énergie contenue dans les ondes pour chaque période de l'onde spécifique (fig. 6.5). Un tel tracé s'appelle une gamme de puissances parce qu'il indique la quantité d'énergie contenue dans divers segments d'un spectre de périodes d'ondes au moment où les observations ont été faites. D'autre part, le tableau 6.1 montre les divers types d'ondes et les principaux mécanismes de génération et de rétablissement.

TABLEAU 6.1 Principaux types d'ondes superficielles et gamme approximative de périodes et de longueurs des ondes. Les principaux mécanismes de génération et de rétablissement pour chaque type d'onde sont également donnés.

Nom	Périodes	Longueurs d'onde	Mécanisme de génération	Mécanisme de rétablissement
Ondes capillaires (rides, vaguelettes)	Moins de 0,1 s	moins de 2 cm	vent, fluctuations de pression	tension de surface
Ondes de gravité (clapot, mer, houle)	0,5–30 s	10 cm–1 000 m	vent	gravité
Ondes infragravitationnelles	minutes	centaines de mètres à centaines de kilomètres	systèmes de tempêtes (vents et gradients de pression atmosphérique)	gravité
Tsunamis	de dizaines de minutes jusqu'à 1 h	centaines de kilomètres	séismes sous-marins, glissements de rivage	gravité
Marées	généralement 12½ et 25 h	milliers de kilomètres	attraction gravitationnelle du Soleil et de la Lune	gravité et force de Coriolis

Deux autres exemples de classification sont : les ondes progressives (ondes qui se propagent); et les ondes stationnaires (ondes qui ne se propagent pas, formées lorsque deux ondes identiques se déplaçant dans des directions opposées se rencontrent). La figure 6.6 illustre leurs différences. De plus, on différencie les ondes superficielles (qui atteignent leur amplitude maximale à l'interface air-mer), et les ondes internes (qui atteignent leur amplitude maximale à l'intérieur d'une masse d'eau et ne produisent qu'une distorsion négligeable de la surface). Les formes des ondes superficielles peuvent varier de sinusoïdales, typiques de la houle (fig. 6.7) à trochoïdales, typiques du clapot ou de la mer (fig. 6.8), à des barres ou à des ressauts abrupts caractérisés par des vagues qui proviennent d'un courant opposé et des brisants voisins de la côte (fig. 6.9). Les ondes internes prennent des formes semblables, comme en témoignent des expériences en laboratoire et de nombreuses mesures océanographiques.

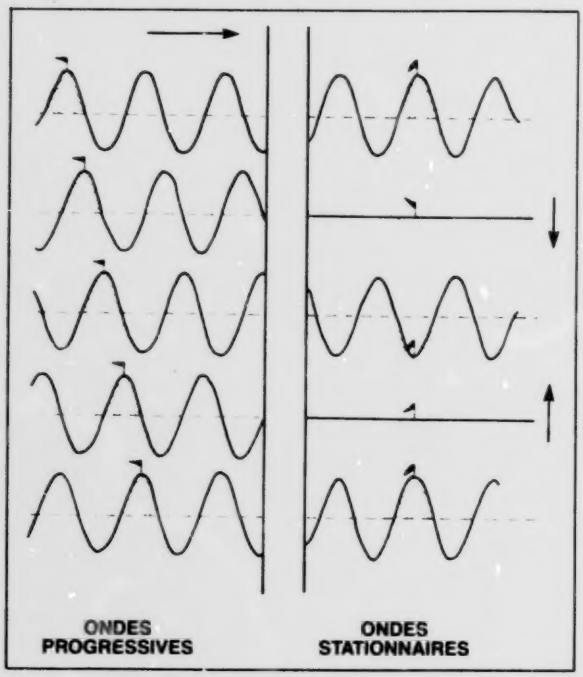


FIG. 6.6 Ondes progressives et ondes stationnaires. Dans le cas des ondes stationnaires, l'eau monte et descend à des points fixes et n'avance pas comme dans le cas des ondes progressives.

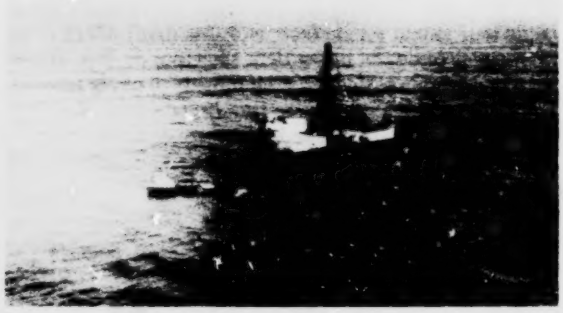


FIG. 6.7 Houle de l'ouest à la plate-forme d'exploration de Shell, à 35 km à l'ouest de la pointe Estevan, sur la côte du Pacifique de l'île Vancouver, en décembre 1968. Le navire mesure environ 61 m (200 pi) et la distance entre les piles est d'environ 85 m (280 pi). Les houles ont des longueurs d'onde d'environ 60 à 100 m et des hauteurs de 2 à 3 m. (Avec l'autorisation de R.H. Herlinveaux)

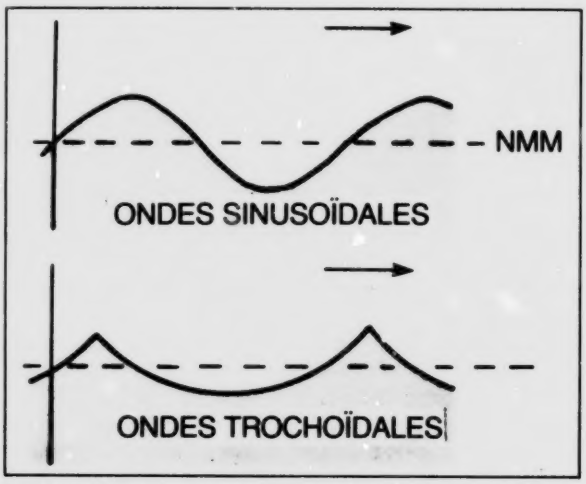


FIG. 6.8 Deux formes possibles d'ondes de gravité superficielles. Elles sont ici idéalisées, la plupart des ondes ayant des formes qui varient entre les deux présentées. (NMM, niveau moyen de la mer)

FIG. 6.9 Un ressaut ou une barre sur une plage sableuse dont la profondeur diminue graduellement. Le bord attaquant d'une vague arrivante devient plus abrupt en se propageant à contre-courant du flot de retour des vagues précédentes et finit par s'effondrer. L'écoulement est laminaire devant le bord attaquant de l'eau, et les eaux sont très turbulentes immédiatement derrière. (Photographie de l'auteur)

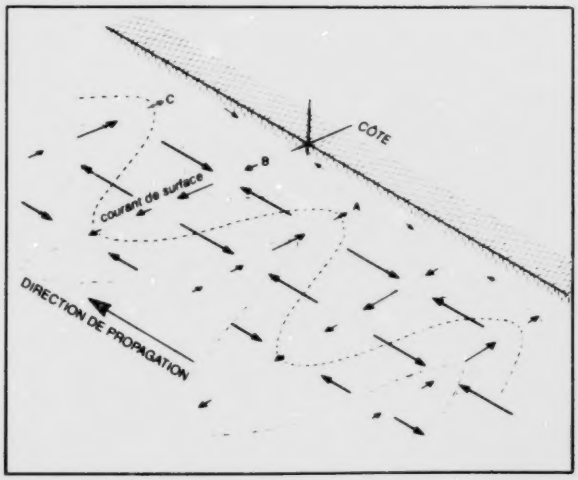


FIG. 6.10 Un système de courants superficiels en propagation. L'alternance directionnelle des courants — vers la côte, vers le large — ressemble à celle des vagues. Le système entier se déplace parallèlement à la côte. Si la période cyclique de l'oscillation du courant était de 3 jours, alors, après 1 1/2 jour, le courant vers la côte au point A se serait déplacé en B, endroit où le courant se dirigerait vers la côte; le courant vers le large en B se serait déplacé en C. Après 3 jours, le régime de courant vers la côte en A se serait avancé en C, complétant ainsi le cycle.

Les océanographes aiment également faire la différence entre les vagues de la première classe, qui ne dépendent pas de la rotation de la Terre, et celles de la deuxième classe, qui n'existeraient pas si la Terre s'arrêtait de tourner autour de son axe. La gravité est la principale force de rétablissement des ondes de la première classe; les principaux mécanismes rétablisseurs des ondes de la deuxième classe sont la force de Coriolis et la pente du fond de la mer. Parmi les ondes de la première classe, on retrouve les vagues dues au vent, la houle, les ondes de gravité internes, les tsunamis et les marées. Par contre, les ondes de la deuxième classe ne sont pas des phénomènes directement visibles à cause de la longueur de leur période (jours à années), de leur faible hauteur (centimètres) et de leurs longueurs d'onde très importantes (dizaines à centaines de kilomètres). De plus, les mouvements d'eau associés à ces ondes sont des systèmes de courants qui varient avec le temps plutôt que des variations verticales du niveau de la mer. La présence de ces mouvements de va-et-vient ressemblant aux vagues est en grande partie responsable des lentes renverses cycliques des courants souvent observées dans les océans (fig. 6.10).

Croissance des vagues

Le plaisancier dont le voilier est encalminé reprend courage lorsqu'il aperçoit des « pattes de chat » qui font onduler la surface lisse de l'eau. Ces rides, produites sans doute par des vents de 1/4–1 m/s (1/2–2 kn), ont de faibles longueurs d'onde — inférieures à 10 cm — pour lesquelles la tension de surface et la gravité de la Terre agissent comme forces de rétablissement des mouvements; pour des longueurs inférieures à environ 1,5 cm, les rides ne sont maintenues que par la tension superficielle et s'appellent ondes capillaires. Si le vent tombe, le frottement amortit ces vaguelettes qui disparaissent rapidement. Cependant, si le vent continue à souffler, les rides croissent jusqu'à atteindre des longueurs d'onde de plus de 10 cm et devenir des ondes de gravité superficielles. L'attraction gravitationnelle de la Terre est le principal mécanisme rétablisseur de telles vagues et la tension superficielle est négligeable. Avec l'accroissement de la force du vent, les vagues deviennent de plus en plus hautes et de plus en plus longues et commencent à se déplacer à des vitesses plus importantes. À la longue, le vent sature tellement la mer d'énergie que les vagues commencent à se briser et que la rugosité de la surface atteint un niveau limite appelé « mer entièrement levée ». Cette limite maximale dépend de trois facteurs : la force du vent, ou sa vitesse; la durée du vent, ou période pendant laquelle il a soufflé à une vitesse donnée; et la course, ou distance sur laquelle le vent a soufflé dans la même direction et à la même vitesse sans rencontrer d'obstacle. Par exemple, il semble qu'une durée minimale de 42 h soit nécessaire à un vent de 20 m/s (40 kn) qui souffle sur une course de 1 300 km (700 milles marins) pour produire une mer entièrement levée dont les vagues atteignent en moyenne 8,5 m (28 pi). Le tableau 6.2 montre d'autres exemples. Les ondes dans les régions restreintes, tel le détroit de Géorgie, sont limitées par la force et la course du vent;

TABLEAU 6.2 Course et durée minimales nécessaires pour produire des mers entièrement levées pour des vitesses de vent données. La hauteur significative est la hauteur moyenne de 1/3 des vagues les plus élevées observées. La hauteur d'onde maximale est d'environ, 1,8 x la hauteur significative.

Vitesse du vent		Course		Durée	Hauteur moyenne		Hauteur significative		Hauteur moyenne de 10 % des vagues les plus élevées		Période où la concentration d'énergie est la plus grande
(kn)	(m/s)	(milles marins)	(km)	(h)	(pi)	(m)	(pi)	(m)	(pi)	(m)	(s)
10	5	10	19	2,4	0,9	0,3	1,4	0,4	1,8	0,6	4
15	8	34	63	6	2,5	0,8	3,5	1,1	5	1,5	6
20	11	75	139	10	5	1,5	8	2,4	10	3,1	8
25	13	160	296	16	9	2,7	14	4,3	18	5,5	10
30	16	280	518	23	14	4,3	22	6,7	28	8,4	12
40	22	710	1315	42	28	8,5	44	13,4	57	17,4	16
50	27	1420	2630	69	48	14,6	78	23,8	99	30,2	20

les hauteurs maximales des vagues dans ce cas atteignent environ 2,7 m même pendant l'hiver, et les hauteurs moyennes ne sont que de 0,6 m. Ces ondes maximales se manifestent lorsque les vents soufflent du nord-ouest et du sud-est, puisque c'est dans ces directions que la force et la course des vents sont les plus fortes.

Bien que la théorie montre que les vagues commencent à se briser lorsque le rapport hauteur-longueur atteint $^1/_7$ (fig. 6.11), les vagues en haute mer atteignent rarement $^1/_{10}$ de leur longueur et des rapports de $^1/_{15}$ à $^1/_{50}$ se produisent la plupart du temps, même lorsque la mer est forte. En général, les vagues se brisent parce que leur sommet est emporté par le vent ou parce qu'elles se propagent contre un courant. Celui-ci peut être un courant océanique, un courant de marée ou encore un mouvement circulaire associé à la présence de vagues beaucoup plus longues.

FIG. 6.11 Une onde de gravité superficielle peut maintenir un rapport maximum hauteur-longueur de 1:7 avant de commencer à s'effondrer à la crête. Le rapport correspond à un angle intérieur de 120° de la crête de la vague.

Mer et houle

Les ondes de gravité, agitées par le vent dans l'aire de génération, sont appelées la mer, alors que celles qui en sont sorties sont appelées la houle (fig. 6.12). La mer comporte des vagues plus courtes, plus abruptes, plus accidentées et plus inquiétantes pour le marin moyen, surtout lorsque la longueur des vagues est presque égale à celle de son navire. La mer est également beaucoup plus agitée; les vagues vont dans toutes les directions, quelques-unes se propagent même contre le vent! Comment les vagues lisses et régulières, associées à la houle, se produisent-elles donc?

Cette question met en lumière une facette importante des vagues en eau profonde : plus la vague est longue, plus elle se déplace rapidement. Les vagues issues du sillage d'un navire, par exemple, arrivent selon leur ordre de longueur, les plus longues en premier, suivies des un peu moins longues, et ainsi de suite. C'est ce qu'on appelle la dispersion, parce que les ondes de

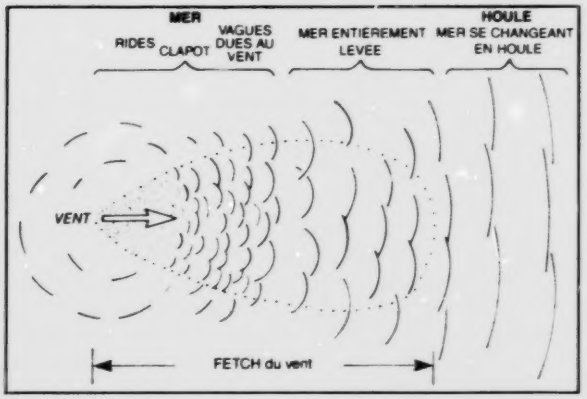


FIG. 6.12 Soulèvement des vagues pendant une tempête. Les vents sont confinés à la course limitée par le pointillé. La mer devient la houle en dehors de la zone de tempête. (D'après Bascom 1964)

longueur différente tendent à s'éloigner les une des autres; elles se « dispersent ». Donc, les ondes les plus longues se dirigent les premières hors de la zone de tempête. Parce que ces ondes sont également moins facilement amoindries par le frottement que les ondes plus courtes, et que les ondes plus courtes tendent à transférer leur énergie à des vagues de plus en plus longues, il n'est pas surprenant que la houle la plus longue soit le produit final de la mer. Dans l'océan Pacifique, les longueurs d'onde typiques maximales de la houle sont d'environ 200 m et ne sont généralement pas inférieures à 30 m à moins que les vents, pendant une courte période récente, n'aient soufflé très fort dans une région avoisinante. Les vitesses correspondantes à de telles longueurs de houle typiques varient de 7,5 m/s (15 kn) à 30 m/s (60 kn), alors que le temps que met une vague à dépasser un point fixe (la période de l'onde) varie de 5 à 20 s. Ces résultats ont été obtenus parce qu'une fois connue la vitesse de la vague, ou sa longueur, ou encore sa période, il est possible de connaître les deux autres valeurs, comme l'illustre le tableau 6.3. Cette interrelation est également vraie pour les vagues dues au vent en haute mer. Cependant, il n'existe aucune formule de base qui donne la hauteur d'une vague; c'est seulement après des milliers d'observations étalées sur de nombreuses années qu'il a été possible d'obtenir des informations générales sur le lien entre la hauteur et d'autres propriétés caractéristiques d'une vague. Comme on peut s'y attendre, la longueur

TABLEAU 6.3 Longueur d'onde approximatives (L) et vitesse (C) d'ondes sinusoïdales de faible amplitude en eau profonde. Pour une période d'onde donnée (T), on utilise la relation simple $L = (g/2\pi)T^2$ et $C = L/T = \sqrt{gL/2\pi}$, où g est l'accélération de la pesanteur de la Terre. En utilisant les valeurs de g données dans l'annexe A, la formule pour la longueur d'onde devient $L = 5{,}16T^2$ pi ou $L = 1{,}56T^2$ m. En profondeur (D), chaque vague devient une vague en eau peu profonde.

Période	Longueur d'onde		Vitesse de la vague			$D = L/20$ Profondeur
(s)	(m)	(pi)	(m/s)	(pi/s)	(kn)	(m)
5	39	128	7,8	25,5	15	2
10	156	512	15,6	51,1	30	8
15	351	1161	23,4	77,1	46	18
20	624	2048	31,2	102,1	61	31
25	975	3200	40,0	128,0	76	49

et la période d'une vague moyenne en eau profonde tendent à s'accroître avec la hauteur, ce qui est relié directement à la force, la durée et la course du vent. Malheureusement, de telles données ne sont applicables qu'à des mers entièrement levées parce qu'elles représentent un état limite naturel, toujours le même dans tous les océans du monde. Il n'en est pas ainsi pour les houles. Leur propriété à un endroit et à un moment donnés dépend fortement de leur genèse et des facteurs qui les ont influencés pendant leur marche sur l'océan.

A cause de la plus grande course, la houle du Pacifique est en général plus longue que celle de l'Atlantique, bien que la longueur d'onde maximale enregistrée — 820 m — le fut dans l'Atlantique équatorial. À cause de sa plus grande longueur, la houle peut franchir de grandes étendues d'océan en perdant peu d'énergie; de la houle générée dans l'océan Antarctique a été détectée sur la côte de l'Alaska. D'autre part, dans les régions dont la profondeur diminue, la houle perd rapidement de son énergie. Une fois qu'elle a pénétré le détroit Juan de Fuca, par exemple, son amplitude commence à diminuer rapidement, et, lorsque elle a atteint Victoria, elle a presque disparu. Avant de déferler sur le rivage, la houle, comme toutes les ondes de gravité, croît en amplitude et décroît en longueur d'onde sur des régions dont la profondeur diminue rapidement. (À propos, les surfeurs ne sont pas « transportés » par la vague, mais ils glissent plutôt le long de celle-ci comme un skieur sur une pente. Ils restent à la même altitude parce que le front de la vague monte continuellement lorsqu'ils glissent vers le bas!)

Vitesse de groupe

Un autre aspect important de la propagation des ondes est la vitesse de groupe. Contrairement à la croyance populaire, chaque vague n'est pas une entité qui se propage seule. Elle fait toujours partie d'un groupe ou d'un « train » d'ondes semblables, dont l'étendue est limitée simplement parce que leur cause a une étendue limitée. Par exemple, une tempête souffle seulement au-dessus d'une région confinée de l'océan. Souvent, la nature groupale du train d'ondes n'est pas remarquée à cause du grand nombre de mouvements de surface dans les eaux libres, ou parce que l'étendue du groupe est si importante que son début ou sa fin sont hors de la portée du regard du marin. Cependant, il arrive parfois que certains groupes d'ondes soient très visibles. Les rides produites par un caillou lancé dans un étang calme s'éloignent en un train distinct de vaguelettes concentriques. Les plaisanciers, dans les détroits Juan de Fuca et de la Reine-Charlotte, pendant les jours relativement calmes, remarquent souvent le passage de groupes d'une dizaine d'ondulations longues et faibles associées aux trains d'ondes de la houle en provenance de l'océan Pacifique. Ou, encore, considérons le sillage d'un bateau à moteur dont la coque déplace une certaine quantité d'eau et supposons que ce sillage s'approche d'un canot pneumatique à la dérive. Tout d'abord, le sillage qui s'avance est composé d'un groupe d'ondes de gravité superficielles, en général assez peu nombreuses pour être dénombrées. Si l'on porte son attention à l'une des vagues du groupe, on s'aperçoit qu'elle se propage jusqu'au bord antérieur du groupe, puis disparaît (fig. 6.13). En fait, chaque onde successive fait de même : elle « naît » à l'arrière du groupe, se propage au travers, puis « meurt » à l'avant. Une onde individuelle n'existe que le temps qu'elle met à se déplacer de l'arrière à l'avant du groupe. C'est dire qu'une vague individuelle se déplace plus rapidement que l'ensemble du groupe. Ainsi, la vitesse du groupe est moindre que celle de l'onde. En eau profonde, la vitesse du groupe est exactement la moitié de celle des vagues. Donc, l'énergie des vagues est transportée vers le canot pneumatique à la moitié de la vitesse des vagues individuelles. (Cependant, à mesure que la profondeur d'eau diminue, la vitesse du groupe commence à se rapprocher de celle des vagues, et ces deux vitesses deviennent égales en eau peu profonde.)

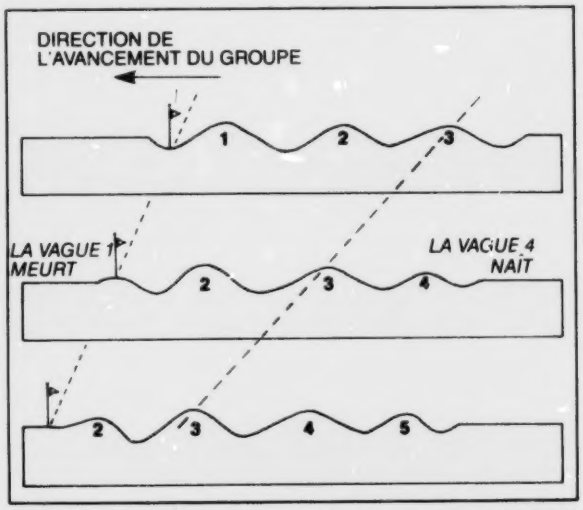


FIG. 6.13 Progression d'un train (ou d'un paquet) d'ondes de gravité en eau profonde sur la surface de la mer. Le drapeau qui avance mesure la vitesse du groupe, montrée également par la légère inclinaison de la ligne qui traverse le drapeau. La vitesse de l'onde (ou vitesse de phase) est donnée par l'avancement de la vague 3 et la ligne très inclinée qui la recoupe. En eau profonde, le groupe se déplace à la moitié de la vitesse des ondes individuelles.

Fait à noter, les ondes capillaires se comportent un peu différemment des ondes de gravité superficielles. L'influence de la tension de surface fait déplacer les ondes courtes plus rapidement que les ondes longues, et les ondes subissent une dispersion anormale. Par exemple, le sillage engendré par une ligne à pêche a une structure différente de celle engendrée par un navire, parce que des ondes courtes, plutôt que des longues, forment le bord antérieur du sillage. De plus, la vitesse du groupe est supérieure à la vitesse des ondes dans le cas des ondes capillaires, bien que cela soit presque impossible à voir directement, les vaguelettes ne se propageant que de quelques centimètres avant d'être détruites par le frottement.

Vagues insolites

Les vagues insolites ou géantes se manifestent de temps en temps lorsque de nombreux groupes de vagues, qui se déplacent au hasard, s'additionnent ou « s'emboîtent le pas » pour produire une montagne d'eau. Leur durée de vie est courte, seulement une minute ou deux, parce que les vagues reprennent rapidement leur propre rythme. Donc, elles sont totalement imprévisibles et peuvent survenir n'importe où. La compilation de 40 164 extraits de journaux de bord (voir ci-dessous) par Schumacher (1939) montre combien ces vagues géantes sont rares; seulement 10 % de toutes les vagues atteignaient plus de 6 m de hauteur.

Hauteur de la vague (pi)	0,3	3-4	4-7	7-12	12-20	supérieure à 20
(m)	0-0,9	0,9-1,2	1,2-2,1	2,1-3,7	3,7-6,1	supérieure à 6
Fréquence (%)	20	25	20	15	10	10

En fait, la théorie statistique indique que 1 seule vague sur 23 a une hauteur égale à deux fois celle de la moyenne, 1 sur 1 175 atteint 3 fois la hauteur moyenne, et seulement 1 sur plus de 300 000 est supérieure à 4 fois la hauteur moyenne. Néanmoins, des vagues insolites de 20 à 30 m de hauteur ont été enregistrées de source sûre. L'une d'elles, observée par les officiers du U.S.S. *Ramapo* dans le Pacifique Nord en 1933, fut estimée à 34 m de hauteur (112 pi). Les observations pendant un grand nombre d'années à la Station météorologique océanique P, à 1 500 km au large de la côte ouest de la Colombie-Britannique, montrent que les vagues de 20 m (65 pi) ne sont pas rares dans le Pacifique Nord, en particulier de novembre à février.

Pendant la nuit de tempête du Swiftsure Yacht Classic de 1976, le Columbia 30 *Native Dancer*, qui voguait vers l'ouest au large de la pointe Bonilla sur la côte de l'île Vancouver, fut atteint par trois vagues dévastatrices. Son capitaine et l'un des hommes d'équipage furent jetés par-dessus bord lorsque les vagues s'abattirent au-dessus du pont. Dans le cauchemar qui s'ensuivit, le capitaine William Willard se noya. L'homme d'équipage, aidé par la chance et sa détermination, parvint à la rive, porté par les brisants, tandis que le reste de l'équipage demeura à bord du navire en détresse jusqu'à ce qu'il s'échoue près du ruisseau Carmanah. Le corps de William Willard fut retrouvé à 2 km au nord-ouest de la pointe Carmanah 1 mo plus tard. C'était la première fois que la perte d'une vie marquait l'histoire du Swiftsure.

Bien que ces vagues moutonnantes puissent avoir été de grandes vagues générées par des coups de vent, il se peut qu'elles aient également été des vagues insolites dont la source était en haute mer pendant une tempête. Beaucoup de navires ont été submergés par de grandes vagues au large de la côte sud-ouest de l'île Vancouver, et pas toujours pendant des tempêtes. Par exemple, le 29 juillet 1975, une vedette hydrographique, le *Barracuda*, reçut par le travers une énorme vague déferlante au large de la baie Barkley. Selon le rapport officiel, il s'agissait de l'une des journées les plus calmes de la saison, la houle mesurant seulement 2 m de hauteur. Et pourtant le navire fut soudainement lancé dans le vent dans environ 20 m d'eau par une grande vague moutonnante. Il est possible, bien sûr, que l'embarcation se soit aventurée au-dessus d'un récif, qui amplifiait la houle normale et la transformait en brisants. D'autre part, l'équipage de la vedette fut peut-être jeté dans l'océan par une très longue houle qui se forma très loin en haute mer. Les vagues de cette nature sont des phénomènes qui se manifestent à l'échelle de l'océan; les énormes ondes de tempête en hiver, générées dans le Pacifique Sud, par exemple, sont observées près de la côte de la Californie après s'être propagées pendant de nombreux jours sur des milliers de kilomètres d'océan. Si le *Native Dancer* fut vraiment victime de l'arrivée fortuite d'un groupe de houles longues et basses générées plusieurs jours auparavant dans le Pacifique, il se trouvait peut-être dans de l'eau d'une profondeur de 30 m lorsqu'il fut frappé et à plus de 2 km au large de la côte.

Des vagues géantes sont également générées par l'interaction de houles importantes et de courants océaniques intenses. De telles conditions se manifestent fréquemment le long des rives ouest de la plupart des océans du monde, là où des courants limitrophes intenses et étroits, de 1 à 3 m/s, s'écoulent parallèlement à la côte au-dessus du talus continental. Le Gulf Stream, qui s'écoule vers le nord-est au large de la côte est des États-Unis, le Kuroshio, qui s'écoule vers le nord-est au large de la côte du Japon, et le courant des Aiguilles, qui s'écoule vers le sud au large de la côte sud-est de l'Afrique, sont des exemples de ces courants. Sur les bordures est des océans mondiaux, les conditions sont moins favorables à la formation de ces ondes géantes. Des courants limitrophes à l'est, tels ceux au large de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, sont larges et ont des directions variables et des vitesses faibles, généralement de moins de 0,5 m/s (1 kn).

Comme dans le cas des clapotis (voir la prochaine section), la hauteur et la pente des importantes ondes de tempête qui se propagent contre un courant opposé s'accroissent parfois de 25 %. Une fois que les ondes ont pénétré le régime de courant, elles peuvent devenir prisonnières et ensuite tendre à se propager en une bande relativement étroite centrée autour de la région d'écoulement maximal. Les variations transversales de la vitesse du courant se comportent comme une « len-

tille » qui fait converger l'énergie des vagues. Aux bordures de cette bande étroite, le front des vagues devient plus abrupt, et, selon la force du courant et la hauteur de la houle arrivante, l'onde peut être encore amplifiée jusqu'à 4 fois. Ce phénomène peut être très dangereux même pour les navires les plus imposants. Sur les onze désastres maritimes les plus récents au large de la côte sud-est de l'Afrique, par exemple, tous sauf un étaient liés à la présence d'ondes géantes, formées par l'interaction de la houle engendrée par une tempête de l'Atlantique Sud et du courant des Aiguilles opposé; dans la plupart des cas, les conditions étaient rendues encore plus critiques par la présence de mers générées sur place. Des ondes insolites, de plus de 18 m de hauteur, ont été observées dans cette région et étaient associées à un long et profond creux, phénomène commun dans l'océan qu'on appelle « trou dans la mer », juste devant la crête montagneuse (fig. 6.14). Un navire qui se déplace à toute vitesse dans une mer rencontre donc premièrement un trou, et est incapable de se hisser à temps sur la crête abrupte qui suit. De l'eau verte frappe la superstructure du navire avec une force formidable, capable d'infliger des dommages graves ou mêmes fatals.

Un gros navire en moyenne connaît une fin prématurée tous les jours quelque part dans les océans du monde. L'ignorance qu'a l'homme de la mer et l'assurance qu'il a que les navires modernes peuvent endurer tous les types de vagues sont en partie la cause de ces désastres. Les capitaines de gros navires commerciaux en haute mer sont encouragés de plus à raccourcir la durée de la traversée afin d'accroître les profits. Ils tirent donc régulièrement profit des forts courants limitrophes ouest et conduisent leurs navires à toute vitesse, qu'importe le temps. Des pétroliers faisant route vers l'ouest, par exemple en provenance du Moyen-Orient, voguent sur le courant des Aiguilles en contournant l'Afrique dans des conditions qui feraient normalement fuir les navires de recherche océanographique vers les eaux plus sûres du large ou de la côte. Cette attitude est encore plus surprenante si l'on considère que, contrairement aux coques en V plus conventionnelles, les pétroliers longs et à fond plat comme celui des barges répondent assez mal aux changements rapides de la hauteur des vagues associés aux ondes géantes; ils sont donc beaucoup plus touchés.

Dans l'avenir, peut-être le coût élevé de l'assurance maritime forcera-t-elle de tels navires à prendre garde aux avertissements de tempêtes et à avoir plus de respect pour la puissance de la mer.

Clapotis

Lorsque des vagues rencontrent un courant opposé, elles deviennent plus courtes et plus abruptes. Si la vitesse des vagues est beaucoup plus importante que celle du courant, ces changements sont petits. Mais si les deux ont presque la même vitesse, les vagues se réunissent et forment des ondes violentes et souvent dangereuses qu'on appelle clapotis. Ceux-ci posent un double danger : premièrement, il peut être impossible à un navire de bien tenir la mer entre deux vagues; il tangue et roule donc maladroitement à cause de la longueur et de la hauteur des vagues du clapotis; deuxièmement, les clapotis sont souvent associés à de forts courants dans des passes et des goulets confinés, ce qui accroît la possibilité d'échouage ou de collision. La plupart des clapotis se forment là où des vagues générées par le vent dans des eaux moins confinées commencent à se propager dans l'entrée d'une passe ou d'un goulet d'où s'écoule un fort courant de marée. Les clapotis à l'entrée du détroit de Géorgie qui mène aux passes Active et Porlier se produisent de cette façon, et de forts vents du sud-est le long du détroit créent de violents clapotis au sud du cap Mudge pendant le flot. En plus du vent, les sillages de gros navires se déplaçant contre un courant de marée produisent des clapotis; il est donc préférable que les petits navires les évitent le plus possible.

L'un des clapotis les plus frappants observés par l'auteur fut provoqué par le paquebot *Princess Marguerite*, qui fait la navette entre Seattle et Victoria. Faisant route vers Victoria par un beau jour calme d'été, le navire croisa une laisse de marée distincte, formée là où le courant de jusant du détroit d'Haro convergeait vers les stades initiaux du courant de flot pénétrant dans le détroit Juan de Fuca. Lorsque les vagues laissées par le sillage du navire rencontrèrent la ligne de marée, elles ralentirent, devinrent plus abruptes et commencèrent à déferler, signe d'un changement rapide de la vitesse des courants de surface. Ces vagues déferlantes demeurèrent emprisonnées près de la laisse de marée, in-

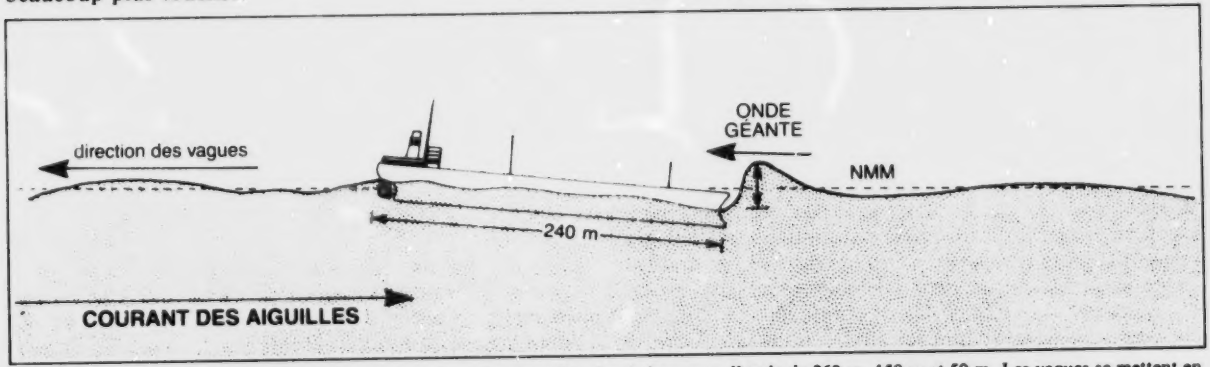


FIG. 6.14 Onde géante formée par l'effet conjugé de trois trains d'ondes de longueur d'onde de 260 m, 150 m et 50 m. Les vagues se mettent en phase pendant une courte période et créent des ondes anormales d'environ 21 m de hauteur. Un creux long et profond, ou « trou dans la mer », précède la vague. (nmm, niveau moyen de la mer) (D'après Mallory 1974)

capables d'arrêter l'écoulement. Les vagues du navire, générées du côté nord de la laisse de marée, redevinrent lisses et ondulées et suivirent le navire normalement.

Moutons

La forme de la vague est déterminée par des facteurs, tels le vent, les courants de surface et le degré d'interférence entre les vagues. Si ces facteurs se combinent pour rendre la vague instable, celle-ci se brise en essayant de regagner sa stabilité. Des bulles d'air enfermées dans les eaux turbulentes de la crête déferlante forment la couronne d'écume appelée mouton. L'écume et les bulles s'intègrent ensuite avec la surface physique de l'eau au lieu de se déplacer avec la vague. Le pourcentage de la surface de la mer (ou du lac) couverte par de l'eau blanche issue de ce processus dépend énormément de la course, de la durée et de la vitesse du vent de même que de certaines conditions atmosphériques. Le rythme auquel les bulles emprisonnées bouillonnent dépend de la tension superficielle de l'eau. Comme la tension superficielle peut être fortement modifiée par les substances contenues dans l'eau, tels le sel, le pétrole ou les organismes marins, la longévité d'une plaque d'eau blanche peut varier d'une région à l'autre. Pour un état de la mer et du vent identique, l'étendue du moutonnement d'un lac d'eau douce est donc moins importante que celle de l'océan salé.

Les observations en mer montrent qu'il n'existe presque aucun mouton lorsque les vents ont des vitesses inférieures à 3 m/s (6 kn) mais qu'un accroissement abrupt du moutonnement se produit lorsque les vents dépassent 6 m/s (12 kn). Selon une étude de Blanchard (1963), le pourcentage de la surface de la mer couverte par les moutons s'accroît proportionnellement au carré de la vitesse du vent lorsque les vents sont supérieurs à 5 m/s (10 kn) (fig. 6.15). Pour des vents de 4 m/s (8 kn), environ 0,5 % de la surface de la mer est couverte de moutons, alors que, pour des vents de 10 m/s (20 kn), cette superficie passe à environ 5 %. Une extrapolation de la courbe de Blanchard montre qu'environ 100 % de la surface de la mer est recouverte d'écume lorsque les vents atteignent 50 m/s (100 kn). Par ailleurs, des études portant sur des lacs donnent des résultats différents. Ainsi, l'accroissement abrupt du moutonnement ne se manifeste que lorsque les vents atteignent 8 m/s (16 kn), et lorsque les vents soufflent à moins de 7 m/s (14 kn), moins de 0,1 % de la surface de l'eau est couverte de moutons. De plus, le pourcentage de la surface du lac couverte ne s'accroît pas avec la vitesse du vent aussi rapidement que dans le cas de l'océan.

Fait à remarquer, les observations s'appliquent à des eaux exposées et non à des régions plus abritées; la vitesse du vent peut être assez importante pour causer un fort pourcentage de moutonnement en haute mer, mais ne générera qu'un faible moutonnement dans les régions côtières plus abritées. La quantité de moutonnement varie également selon la direction et la force de l'écoulement de surface. À une vitesse de vent donnée, le moutonnement est plus important qu'en moyenne si les vagues vont à l'encontre de l'écoulement et moins important si elles se propagent dans le même sens.

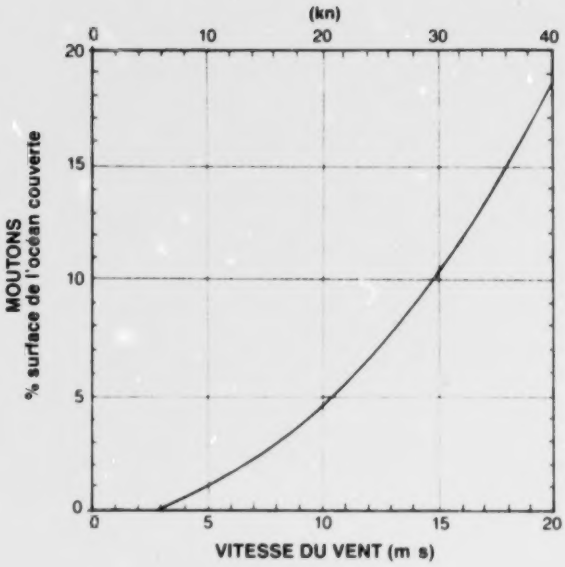


FIG 6.15 Pourcentage de la surface de la mer couverte par les moutons à différentes vitesses du vent. Les moutons commencent à se présenter lorsque le vent atteint, à l'échelle de Beaufort, une force de 3, ou 3 m/s (environ 6 kn), et s'accroît rapidement lorsque les vents sont supérieurs à 6 m/s (12 kn). Pour des vents de 15 m/s, environ 10 % de la surface de la mer est couverte de moutons. (Tiré de Blanchard 1963)

Dissipation des vagues

Parce que l'énergie totale des vagues dans l'océan ne s'accroît pas avec le temps, l'énergie introduite dans les ondes par l'entremise d'un mécanisme externe, tel le vent, doit finalement se transformer à d'autres formes de mouvement. Le déferlement des vagues, soit en mer soit sur le rivage, est l'un des processus majeurs par lesquels les vagues transmettent de leur énergie à leur environnement. L'énergie des vagues se répand aussi dans tout l'océan sous l'effet du frottement et par étalement géométrique à mesure qu'un groupe de vagues s'étend. Bien que l'énergie totale du groupe demeure inchangée, l'accroissement de la surface de propagation entraîne une diminution locale de l'énergie et de la hauteur des vagues. Par le processus opposé à celui de la génération, les vents amortissent rapidement les mers contraires à cause de la résistance de frottement qui agit sur les vagues. En outre, la pluie atténue les petites vagues dues au vent en battant continuellement les crêtes montantes; cela explique peut-être pourquoi les mers semblent moins fortes après le début d'une averse.

Ondes de gravité internes

Il a surtout été question, jusqu'ici, des ondes de gravité superficielles engendrées par le vent, vagues relativement courtes qui se forment à la limite, ou « interface », entre l'air et l'eau et dont la force de rétablissement est l'attraction de la Terre. Tout comme ces vagues se manifestent à la limite entre l'eau à plus forte

densité et l'air à densité beaucoup plus faible, les ondes de gravité peuvent également se produire à l'intérieur d'une masse d'eau dont la densité s'accroît avec la profondeur. La figure 6.16 illustre l'origine de la force de rétablissement de ces ondes. Dans le cas, le plus simple, d'une couche homogène d'eau douce reposant sur une couche homogène d'eau salée légèrement plus lourde (fig. 6.17), les ondes de gravité internes peuvent se propager le long de l'interface fluide qui sépare les deux couches. (Lors d'une démonstration fréquemment effectuée en laboratoire, des ondes de gravité internes sont générées dans un grand bac à poissons lorsque le niveau d'équilibre entre une couche légère d'huile posée sur une couche d'eau salée est perturbé.) Là où la densité s'accroît en fonction de la profondeur, les ondes ne sont plus confinées au voisinage d'une limite spécifique mais peuvent se propager vers le haut ou le bas dans des nombreuses directions selon la structure de densité de l'eau et la période des vagues. En outre, il y a une période « seuil » des ondes internes où celles-ci cessent d'exister; le taux d'accroissement vertical de la densité de l'eau est alors inférieur à une valeur donnée. Dans l'eau homogène, bien sûr, aucune onde de gravité interne ne peut exister.

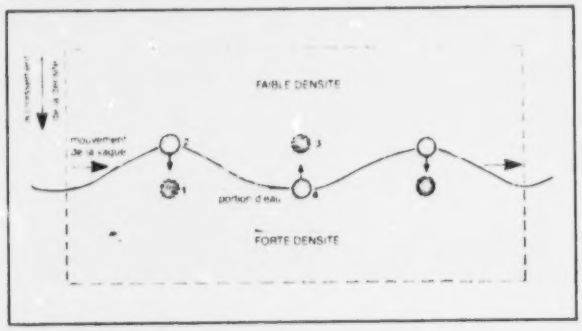


FIG. 6.16 L'origine du mécanisme rétablisseur des ondes de gravité internes dans un fluide stratifié verticalement. Une portion d'eau qui passe de la position 1 à la position 2 a une densité légèrement plus élevée que les portions voisines et une pousée négative (vers le bas). De même, la portion qui passe de la position 3 à la position 4 est moins dense que l'eau voisine et a une poussée positive (vers le haut). En eaux homogènes, il n'existe pas de force de rétablissement, la densité étant la même à tous les niveaux.

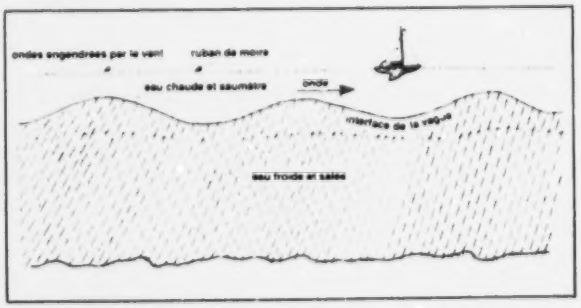


FIG. 6.17 Ondes de gravité internes se propageant le long de la limite, ou interface, entre une couche d'eau à faible densité (chaude et saumâtre) et une couche d'eau à forte densité (froide et salée). Les moires se sont développées au-dessus des creux des ondes.

Les ondes de gravité internes sont omniprésentes dans les océans du monde. Des mesures océanographiques et, plus récemment, des images par satellite de rubans de moires en surface montrent que ces ondes se retrouvent particulièrement au-dessus de la plate-forme continentale, où elles seraient engendrées par des courants de marée qui vont et viennent au-dessus des marges continentales. Ces ondes sont généralement mesurées en haute mer, où elles sont sans doute créées par l'écoulement de courants océaniques au-dessus de collines abyssales et de monts sous-marins. (De la même façon, les ondes de gravité internes de l'atmosphère ont souvent la forme d'ondes sous le vent qui sont produites par des effets orographiques et se révèlent par une série de nuages lenticulaires. La rupture d'ondes de gravité internes qui se propagent verticalement dans l'atmosphère serait la cause principale des turbulences en air limpide, qui font souvent vibrer les avions à réaction dans la stratosphère supérieure.) Sur la côte de la Colombie-Britannique, les ondes de gravité internes deviennent particulièrement prononcées dans certains inlets à seuil et dans les bassins protégés qui sont recouverts d'une mince couche d'eau saumâtre lorsque les débits des rivières sont importants. De telles conditions se présentent dans le sud du détroit de Géorgie et au milieu de l'inlet Knight.

Propriétés

Contrairement aux ondes de gravité superficielles, qui causent des déplacements d'eau maximaux dans le plan vertical à la surface, puis décroissants en profondeur, les ondes de gravité internes produisent des déplacements verticaux maximaux dans la colonne d'eau et des distorsions très faibles de la surface de l'eau. Les mouvements de bas en haut associés aux vagues sont donc essentiellement confinés à l'intérieur du fluide. Les crêtes des vagues s'aplatissent près de la surface alors que les creux s'approfondissent (fig. 6.18); le contraire est vrai pour les ondes de gravité internes situées près du fond marin, qui limite les mouvements.

Le mouvement vertical d'une portion dans une colonne d'eau peut varier, pendant le passage d'une onde de gravité interne, d'une fraction de mètre pour les vagues dont les périodes se calculent en secondes et les longueurs d'ondes en mètres à 100 m pour les ondes en eau profonde dont les périodes sont de quelques heures et les longueurs, de dizaines de kilomètres.

À cause des variations plutôt faibles de la densité de l'eau de mer, les forces de rétablissement de la poussée créatrices d'ondes de gravité internes (fig. 6.16) ont une intensité d'environ $^1/_{1000}$ des ondes de gravité superficielles. Comme il en résulte une réduction du « taux de rebond », ou période d'oscillation, d'une portion d'eau à l'intérieur de la colonne, les ondes de gravité tendent à s'allonger et à se déplacer beaucoup plus lentement que leurs équivalents en surface. Les longueurs d'ondes internes, par exemple dans le détroit de Géorgie, varient généralement de 25 à 100 m, et les vitesses typiques de propagation atteignent 0,5 m/s (1 kn environ). Les quelques ondes superficielles du détroit qui parviennent à une longueur de 100 m se déplacent à des vitesses de près de 13 m/s (25 kn). Une comparaison montre également

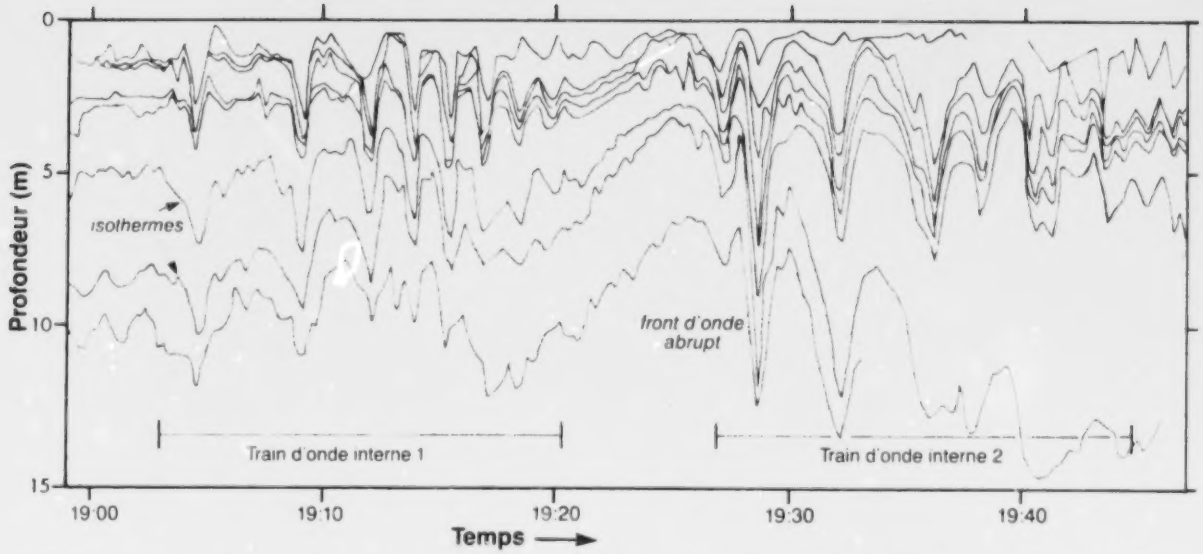


FIG. 6.18 Le déplacement des isothermes lors du passage de deux groupes d'ondes de gravité internes. Les ondes prennent naissance au passage Boundary dans le sud du détroit de Géorgie et se propagent vers le nord dans la thermocline peu profonde (juin 1966). Les observations ont été faites par un instrument embarqué qui sert à effectuer le profil des températures. (D'après Hughes 1969)

FIG. 6.19 Carte et profil, à mi-chenal, de la profondeur de l'inlet Knight (voir fig. 3.26). Le seuil traversant le chenal au large du cap Hoeya est situé à 75 km côté mer de la tête de l'inlet et à 70 m de profondeur. La plus grande partie de l'eau douce qui pénètre dans le fjord provient des rivières Klinaklini et Franklin.

que les « hautes » ondes superficielles dans le sud du détroit atteignent des hauteurs de 2 m et ont des périodes d'environ 8 s; les ondes internes de cette région atteignent généralement des hauteurs maximales de 5 à 10 m, et leurs périodes varient de 5 s à 10 min.

Ces deux types d'ondes ont tendance à se propager en trains ou en groupes, menés par les ondes les plus hautes, les plus rapides et les plus longues de chaque groupe. Cet effet de dispersion est illustré à la fig. 6.18, qui montre le passage de deux trains d'ondes internes à la hauteur d'un point fixe au nord du passage Boundary dans le sud du détroit de Géorgie. Les ondes sont révélées par la distorsion des lignes d'égale température (isothermes) qu'elles provoquent avec le temps. Des rubans de moires, semblables à ceux qui sont illustrés sur les planches 7 et 8, peuvent également accompagner le passage de ces trains d'ondes. (Nous reviendrons plus tard sur les manifestations en surface des ondes de gravité internes.) Quelques exemples frappants de trains d'ondes internes ont récemment été observés dans le cadre d'une étude océanographique de l'inlet Knight (fig. 6.19). Pendant le flot, un train bien défini remonte fréquemment l'inlet depuis les environs du cap Hoeya jusqu'à mi-chemin du chenal (fig. 6.20). Le bord antérieur du groupe prend souvent la forme d'une barre d'eau interne à façade abrupte; le moire de surface qui y est associée (fig. 6.21) s'accompagne d'un faible sifflement créé par le déferlement de petites rides de surface à la limite de la moire. Les crêtes des ondes sont distantes d'environ 70 à 100 m, et la vitesse du groupe remontant l'inlet, est d'environ 50 cm/s (1 kn).

Comme pour les ondes de gravité superficielles, le passage d'un groupe d'ondes de gravité internes s'accompagne d'une série de renverses de courants horizontaux; toutefois, les ondes internes ne sont pas toujours soumises, comme les ondes superficielles, aux mouvements vers l'avant au-dessus des crêtes et vers l'arrière au-dessus des creux. Ces courants sont parfois appréciables. Dans le détroit de Géorgie, de courtes ondes internes qui avaient une période de 2,5 min ont produit des courants superficiels horizontaux dont les vitesses atteignaient 25 cm/s (0,5 kn). Une embarcation à

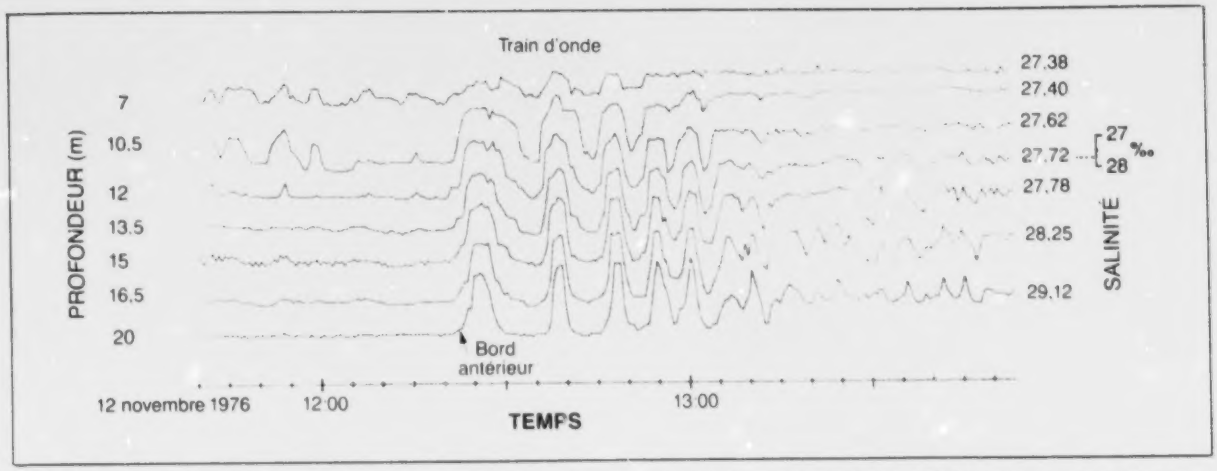


FIG. 6.20 Exemple d'un train, composé de sept ondes de gravité internes, passant à la hauteur d'un point situé à 7,6 km en amont du cap Hoeya le 12 novembre 1976. Les oscillations de la profondeur des isohalines observées représentent ces ondes. L'onde antérieure était la plus importante du groupe et, contrairement aux ondes successives, elle a fait nettement dériver l'embarcation lorsqu'elle est passée sous la coque. La hauteur des ondes dépassait 10 m, les longueurs d'onde étaient de 70 à 100 m et les périodes étaient décroissantes entre les ondes successives. (D'après Farmer et Smith 1978)

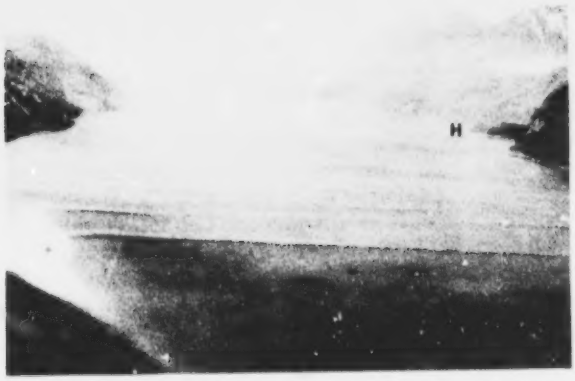


FIG. 6.21 Séries de bandes superficielles créées par des ondes de gravité internes dans l'inlet Knight; vue aérienne vers l'ouest à partir d'un endroit à l'est du cap Hoeya (voir fig. 6.19). Les ondes ont été engendrées pendant le jusant du côté abrité du seuil traversant le chenal à partir du cap Hoeya (H) et se sont propagées vers la tête de l'inlet (vers le lecteur) lors du flot. (Voir fig. 6.23 pour l'explication de la génération des ondes.) (Avec l'autorisation de D. Farmer)

l'ancre serait déviée par l'écoulement dans une direction, puis dans la direction opposée à mesure que chaque onde interne s'avancerait lentement et silencieusement pour dépasser l'embarcation.

Génération

Le mécanisme responsable en grande partie de la génération des ondes de gravité internes est l'interaction entre la marée de surface « commune » et les changements rapides de la bathymétrie. Par exemple, on reconnaît généralement que les marées internes océaniques (de longues ondes de gravité internes à périodes journalières de montée et de descente presque identiques à celles des marées de surface) sont générées à la bordure de la plate-forme continentale par le va-et-vient des marées sur le talus continental. Ces courants de marée perturbent les niveaux d'équilibre des surfaces de densité qui se transforment alors en oscillations, ou ondes. Une partie des ondes se déplacent ensuite sur la plateforme et les autres rayonnent à l'intérieur d'un faisceau d'énergie qui se propage vers les fonds marins (fig. 6.22). Les observations au large des côtes de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington montrent l'existence de ces importantes oscillations internes

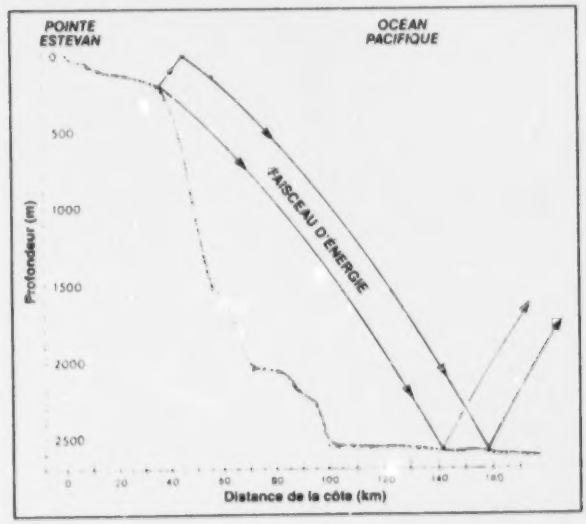


FIG. 6.22 Orientation possible du faisceau d'énergie associé aux marées internes qui proviennent de la bordure de la plate-forme continentale du côté mer de la pointe Estevan, sur la côte ouest de l'île Vancouver. Le faisceau se caractérise par des oscillations semi-diurnes relativement importantes de la profondeur des surfaces isopycnales et par des variations prononcées de la force et de la direction des courants de marée en profondeur. La distorsion du faisceau est le résultat des variations de la densité de l'eau, des courants océaniques et de la topographie du fond marin. L'énergie interne maréale se dissipe à la longue par l'amortissement de la résistance à quelques centaines de kilomètres de la côte.

et permettent d'expliquer comment les vagues transportent vers la mer une fraction de l'énergie de la marée de surface. Cette conversion d'énergie maréale superficielle en énergie maréale interne aux marges continentales serait, selon certains, un important mécanisme de dissipation des marées lunaires et solaires dans les bassins océaniques du monde; cependant, de plus en plus de faits infirment cette théorie. Des mesures récentes des pressions et des variations de température du fond faites au large de la côte de la Colombie-Britannique, confirment que les marées intenses sont créées par le mouvement des marées au-dessus des guyots et des monts sous-marins. Les collines abyssales et la topographie accidentée du fond seraient également les causes des divers mouvements d'ondes internes.

Des groupes d'ondes de gravité internes présentant une importante gamme de périodes et d'amplitudes sont engendrés par le jusant et le flot des courants de marée au-dessus de seuils peu profonds à quelques endroits de la côte de la Colombie-Britannique. Les seuils aux entrées du passage Boundary et de la passe Active sont des sources particulièrement vigoureuses de formation de ces ondes, qui pénètrent lentement avec le flot dans le détroit de Géorgie. Le traversier entre la baie Swartz et Tsawwassen est l'un des meilleurs endroits pour étudier le développement des bandes d'ondes internes. Par une journée d'été relativement calme, il arrive assez fréquemment qu'on voie jusqu'à 10 bandes presque concentriques qui s'étalent dans le détroit à partir de l'extrémité est de la passe Active lors de la renverse vers le flot. Les ondes et les moires qui leur sont associées s'étalent ensuite sur la plus grande partie des portions sud et du centre du détroit; certaines atteignent l'inlet Burrard avant de déferler le long de la ligne du rivage.

Des ondes de gravité internes sont également générées par l'écoulement maréal au-dessus de seuils plus profonds dans certains fjords côtiers, tel l'inlet Knight. Lors de la crue estivale, époque où l'écoulement fluvial, de couleur laiteuse, forme une mince couche saumâtre au-dessus de l'eau océanique salée, les déplacements verticaux maximaux causés par ces ondes se manifestent près de la surface et produisent des rubans de moire distincts. Les courants associés aux ondes sont parfois très remarquables. L'auteur en a observé un exemple frappant par une journée calme d'été lors d'une traversée à l'inlet Knight sur le CSS *Vector* (39,6 m, 505 t). Alors qu'elle était à l'ancre dans environ 70 m d'eau au-dessus du seuil près du cap Hoeya (fig. 6.19), l'embarcation a rapidement viré d'environ 90° par rapport à sa chaîne d'ancre lorsque le bord antérieur d'un groupe de bandes de surface est passé sous la coque, puis a repris sa position initiale après le passage de la bande. Il s'agissait là d'une impressionnante illustration de courants horizontaux puissants produits par des ondes de gravité internes imposantes qu'on ne remarque généralement pas à bord des navires à moteur.

Dans le détroit de Johnstone, de puissants mouvements maréaux internes semblent être produits par de rapides courants de marée qui s'élancent au-dessus du seuil partiel près de Kelsey Bay. Des recherches récentes dans cette région indiquent que la forte déformation de l'écoulement maréal « normal » sur environ 10 km à l'ouest du seuil, causée par la propagation vers la mer de ces ondes, fait que les courants près de la surface sont deux fois moins intenses que ceux en profondeur. Il existe également des marées internes à l'inlet Knight, mais elles sont beaucoup plus faibles que celles du détroit de Johnstone.

La façon dont les groupes de courtes ondes de gravité internes sont formés dans le sud du détroit de Géorgie et dans l'inlet Knight est digne d'attention. Le mécanisme est semblable pour les deux régions; l'inlet Knight, où des études océanographiques ont été effectuées par des scientifiques de la Section de la zone côtière de l'Institut des sciences de la mer, sert d'exemple. À un certain stade des courants plus importants du jusant, l'eau qui s'écoule au-dessus du seuil près du cap Hoeya forme un réseau de longues ondes sous le vent (fig. 6.23a). Cela conduit à la formation d'un ressaut interne du côté aval du seuil et à la génération de séries de courtes ondes internes dont les amplitudes maximales sont situées à des profondeurs comparables à celles du sommet du seuil. Parce que les ondes sont incapables de se propager contre le jusant, elles demeurent fixes par rapport au seuil, situation à peu près semblable à celle des ondes de gravité superficielles qui tentent de s'avancer contre un courant opposé dans

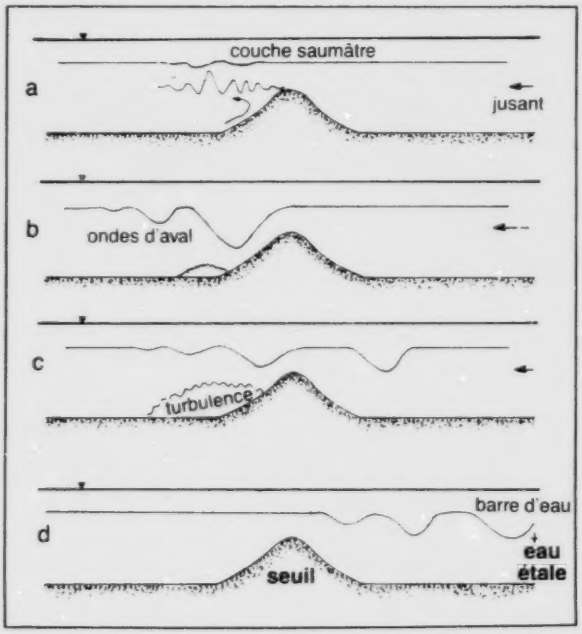


FIG. 6.23 Schéma qui montre la génération des ondes de gravité internes au-dessus du seuil au large du cap Hoeya, inlet Knight. Pendant les premiers stades du jusant (a), l'écoulement se sépare de la crête du seuil pour former une série d'ondes croissantes. Près du jusant maximal (b), l'écoulement se déforme en une série d'ondes internes d'aval semblables aux ondes atmosphériques en aval du vent d'une chaîne de montagnes. Le système d'ondes en développement ne peut se propager contre le courant et demeure lié au seuil en un régime d'ondes stationnaires; la séparation de l'écoulement ne se fait plus. Près de l'étale de basse mer (c), la vague antérieure s'échappe vers l'aval et est suivie lors de l'étale de courant (d) par des ondes d'aval qui forment un train d'ondes internes abruptes (barre d'eau interne). Le processus peut se répéter pour les courants de jusant et de flot. Les moires de surface de la figure 6.21 sont associées au stade (d). (Avec l'autorisation de D. Farmer)

un clapotis. Environ 1,7 h avant la renverse du jusant, un groupe de 5 à 10 ondes est généré et est prêt à se propager vers l'amont du chenal (fig. 6.23b). Lors de la renverse du flot, le groupe d'ondes (dont les amplitudes sont maximales le long de la limite entre la couche saumâtre peu profonde et la couche plus profonde salée) passe au-dessus du seuil et s'avance sous la forme d'une barre d'eau interne qui se manifeste à la surface par une série de moires (fig. 6.23c, d). De la même façon, un groupe plus faible d'ondes de gravité internes peut parfois se former du côté chenal du seuil lors du flot. De telles ondes se propageront évidemment vers la mer lors du jusant suivant.

En plus de l'interaction entre les courants de marée et la topographie du fond, les ondes de gravité internes seraient également générées par les vents, par les fluctuations de la pression atmosphérique, par l'interaction mutuelle des vagues dans la mer et par la houle. Dans les régions côtières inondées par l'écoulement d'eau douce, les navires à fort tirant d'eau, dont les coques sont situées sous la couche supérieure saumâtre, peuvent engendrer des ondes internes dans leur sillage. À moins que le navire n'échappe à ces ondes, sa progression sera fortement ralentie, car une partie de l'énergie produite par son moteur sera utilisée pour créer le sillage. Lorsque la vitesse du navire excède de façon appréciable celle des ondes, celles-ci disparaissent. Ce phénomène de l'« eau morte » a d'abord été étudié dans les fjords norvégiens au début du siècle; il est cependant possible que les Vikings en aient connu l'effet mille ans auparavant. Des scientifiques du Centre de recherches pour la défense — Pacifique à Esquimalt (Colombie-Britannique) ont utilisé l'effet de l'eau morte pour étudier l'interaction entre des ondes internes et des ondes superficielles dans le cadre d'expériences dans l'inlet Bute. Un navire de recherche de 4 m de tirant d'eau a engendré, en marche arrière, des ondes de gravité internes dans la couche supérieure saumâtre (fig. 6.24). L'expérience a été tentée alors que le navire avançait à travers le champ d'ondes. L'inlet Bute était intéressant dans ce cas-ci parce qu'il ne présente aucun seuil peu profond et que les ondes internes en sont absentes même pendant l'été, époque où la structure de la densité serait favorable à leur formation. Finalement, l'écroulement d'un sillage sous-marin produit des ondes de gravité internes qui rayonnent.

Dissipation de l'énergie

Les ondes de gravité internes perdent de l'énergie à un rythme proportionnellement plus rapide que les ondes de gravité superficielles à périodes comparables et sont capables de se déplacer sur de longues distances dans l'océan. Dans l'inlet Knight, des groupes d'ondes internes engendrées près du cap Hoeya semblent s'être complètement dissipées à 30 km en amont du chenal; leur disparition est peut-être causée par leur incapacité de traverser la partie sinueuse de l'inlet, située au nord de la pointe Sallie. Des observations faites lors d'expériences en laboratoire et dans les lacs et par des plongeurs autonomes dans la chaude mer Méditerranée, à l'aide de teintures pour suivre le mouvement de l'eau, montrent qu'à l'intérieur du fluide, les ondes se transforment en lames, puis s'effondrent en désordre lorsqu'elles se brisent. Ce type de rupture d'ondes, qu'on appelle l'instabilité (cisaillement) de Kelvin-Helmholtz, se produit lorsqu'une variation assez importante de la vitesse du courant en profondeur est capable de rendre les ondes instables. Des ondes internes s'effondrent également dans les régions intérieures de l'océan, là où leur vitesse de propagation est égale à la vitesse locale du courant (absorption critique de la couche); dans ce cas, les ondes transmettent leur énergie au courant moyen, qui s'accélère ensuite.

FIG. 6.24 Moires de surface dans la baie Orford, inlet Bute, associées à un groupe d'ondes de gravité internes produites par un navire (sillage interne), juillet 1972. Le RV *Endeavour* (tirant d'eau, 3,7 m; longueur, 65 m), a engendré des ondes internes en faisant marche arrière à toute vitesse le long d'une trajectoire fixée d'avance en réglant la puissance de ses machines pour obtenir un effet d'eau morte maximal. Le groupe d'ondes résultant, formé à l'interface d'une couche superficielle d'eau saumâtre épaisse de 4 m et d'eau salée sous-jacente, a été observé lorsque le navire a traversé les ondes. (Tiré de Hughes et Grant 1978)

Comme pour les ondes de surface, les ondes internes se brisent lorsqu'elles remontent un fond en pente ou lorsque leur hauteur devient trop importante pour supporter leur poids. De plus, les ondes internes qui se propagent vers le bas et les fonds océaniques seraient dispersées, donc dissipées par la topographie irrégulière du fond. L'agitation turbulente ainsi créée serait à l'origine du brassage efficace des eaux de fond. Dans l'inlet Knight, l'énergie contenue dans les champs d'ondes internes induits est plus que suffisante pour expliquer l'intensité du brassage par turbulence. À l'origine puissantes, les marées internes qui se propagent vers la mer et sont engendrées au-dessus du seuil près de Kelsey Bay dans le détroit de Johnstone (voir le chapitre 12) se dissiperaient à moins de 20 km de leur origine à cause des effets de friction par turbulence. L'énergie dissipée de ces ondes augmenterait ensuite les processus de brassage par turbulence dans le chenal.

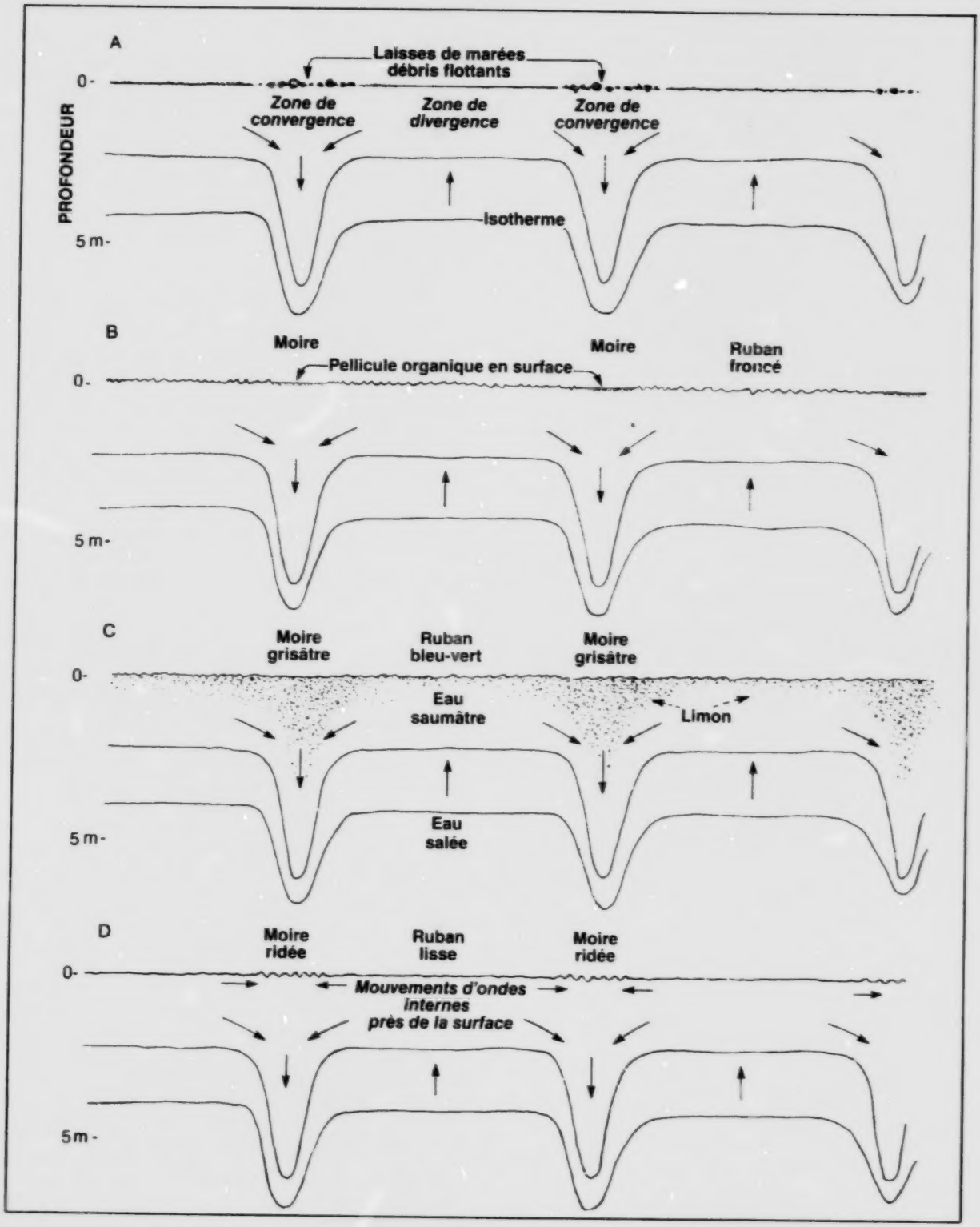


FIG. 6.25 Types de rubans de moires engendrés par des ondes de gravité internes situées à faible profondeur dans des eaux côtières. Pour simplifier l'illustration, les courants associés aux ondes convergent au-dessus des creux et divergent au-dessus des crêtes, bien qu'il n'en soit pas toujours ainsi. Les lignes représentent les profondeurs des isothermes ou lignes d'égale température (comparer avec la fig. 6.18).

Moires d'ondes internes

Les ondes de gravité internes qui se propagent à de faibles profondeurs sont souvent visibles par l'effet de leurs courants sur les eaux superficielles. De telles manifestations en surface peuvent varier de forme, allant de la distorsion du champ d'ondes en surface à des différences dans la couleur de l'eau. Afin d'expliquer ce processus, supposons simplement que les eaux de surface convergent au-dessus des crêtes, que les vents sont légers et que la forme des ondes ressemble à celles des ondes de la figure 6.18. Des rubans de moires peuvent alors se produire de l'une ou l'autre des façons suivantes : a) des débris de surface flottants, tels des morceaux de bois, des algues et des déchets, s'amoncellent dans des régions où convergent l'écoulement de surface et créent une série de « laisses de marées » (fig. 6.25A). Des bois flottés, emprisonnés dans ces régions, s'alignent parallèlement à la direction de la moire et avancent avec les vagues. Les vaguelettes sont généralement absentes des moires à cause de l'effet d'amortissement des débris; b) surtout durant l'été, une mince pellicule huileuse de matières organiques peut se former à la surface de la mer. Lorsque cette pellicule se concentre au-dessus des creux des vagues et qu'elle demeure cohésive, elle amortit toute ride de surface et contribue à la formation de séries de moires à aspect vitreux (fig. 6.25B). Lorsqu'elles atteignent la bordure de la moire, les rides disparaissent; c) dans des bassins alimentés par des cours d'eau, tel le détroit de Géorgie, les eaux océaniques plus profondes sont recouvertes d'une mince couche d'eau grisâtre limoneuse. Vues des airs, les concentrations d'eau limoneuse les plus fortes conservent leur couleur gris terne, alors que la couche relativement mince au-dessus des crêtes permet d'apercevoir l'eau bleu-vert en profondeur (fig. 6.25C); d) les courants des ondes de gravité internes modifient les longueurs d'ondes et, de ce fait, les pentes des ondes plus courtes de gravité de surface. Au-dessus des zones convergentes, les longueurs d'ondes décroissent et la surface de la mer devient encore plus agitée; au-dessus des zones de divergence, les longueurs d'ondes s'accroissent et la mer calmit (fig. 6.25D). De loin, cependant, ce n'est pas l'agitation de la mer qui révèle les rubans de moires, mais plutôt les quantités différentes de lumière réfléchies à divers endroits. Par exemple, à la figure 6.26A, la lumière du Soleil, réfléchie par les zones relativement lisses de l'eau, arrive directement à l'observateur, alors que seule une portion de la lumière diffuse réfléchie par les rubans de moires moins lisses est perçue par l'observateur. Lorsque le Soleil est situé derrière les rubans (fig. 6.26B), le contraire se produit. Maintenant, c'est donc la lumière diffuse en provenance des rubans de moires ridés qui fait apparaître ceux-ci relativement clairs. Les zones d'eau plus lisses reflètent peu de lumière; elles semblent donc foncées. (Le phénomène est, bien sûr, inversé si une pellicule organique a amorti les ondes de surface dans le ruban de moire!)

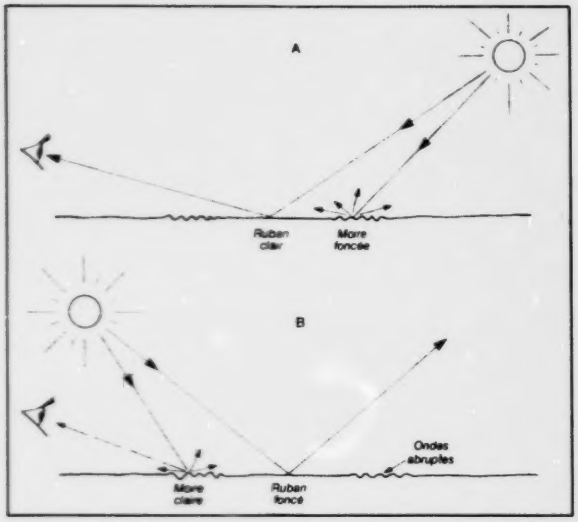


FIG. 6.26 Relation entre l'orientation du Soleil par rapport à l'observateur et la clarté relative des moires et des rubans adjacents. En (A), la lumière est directement réfléchie vers l'observateur par les régions lisses de la surface de la mer situées entre les moires; la même lumière, diffuse, en provenance des vaguelettes irrégulières au-dessus des moires, fait apparaître celles-ci foncées. En (B), la situation est inversée : les moires apparaissent relativement claires parce que seule la lumière diffuse est perçue par l'observateur.

Ondes produites par les navires

La marche d'un navire est entravée par de nombreux facteurs, notamment les pressions dynamiques des vents contre la superstructure, la force dynamique des vagues contre la coque, la résistance de frottement de l'eau sur les surfaces mouillées, les remous turbulents produits par la coque de même que les ondes engendrées par le navire qui, dans certaines conditions, peuvent expliquer jusqu'à la moitié de la force de résistance exercée sur le navire. Il est essentiel de caréner le navire de façon que cette résistance productrice de vagues demeure minimale.

Mises à part les considérations d'ordre pratique, il est intéressant de s'attarder au phénomène des ondes engendrées par les navires. L'une des caractéristiques les plus visibles est la forme générale en V du sillage, toujours la même, qu'elle soit produite par un canard ou par un navire (fig. 6.27). L'écart entre les deux branches du V dépend essentiellement de la vitesse et de la longueur du navire, mais, pour divers types de navires se déplaçant à vitesse constante en ligne droite, l'angle intérieur formé par les deux bords antérieurs du sillage (c'est-à-dire entre les deux bras du V) est toujours d'environ 39°. Cet angle se rapproche de celui de 38°56′ prévu par Kelvin dans sa théorie des ondes engendrées par les navires. Énoncée par Lord Kelvin en 1904, cette théorie vaut pour un objet pointu ou un navire à faible déplacement qui avance en eau calme (fig. 6.28). Lorsque le trajet du navire est courbe, le sillage l'est également et l'angle est moins bien défini. Comme dans le cas du sous-marin de la figure 6.27, lorsque la longueur du navire est importante par rapport aux longueurs d'ondes maximales que peut produire sa coque à une vitesse donnée, l'angle ne fait plus 39° (ce phénomène s'exprime mathématiquement ainsi : $L >> S^2/g$, où L est la longueur et S la vitesse du navire et g, l'accé-

FIG. 6.27 Sillages laissés par un sous-marin dans le détroit de Géorgie et montrant de longues vagues dont les crêtes sont quasi perpendiculaires à la direction du navire. On distingue deux systèmes d'ondes divergentes dans le sillage en V dont les angles font environ 140°. (Photographie de l'auteur)

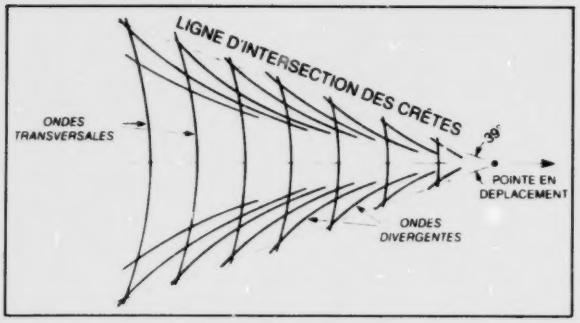


FIG. 6.28 Crêtes d'un système d'ondes Kelvin produites par un point (ou un petit bateau) se déplaçant en eaux profondes. Le point s'avance à vitesse constante en ligne droite. Les lignes d'intersection des crêtes forment un angle intérieur de 39°. En eaux plus profondes, l'angle s'accroît et peut atteindre 180° parce que les ondes divergentes coïncident avec les ondes transversales.

lération de la pesanteur; le rapport S^2/gL, le nombre de Froude, détermine la nature de la vague produite par le navire). Dans ce cas, la configuration est régie par les ondes les plus longues possibles engendrées par la coque et dont la direction de propagation s'aligne davantage sur la trajectoire du navire. D'autres exceptions existent, notamment lorsque la longueur du navire est faible par rapport aux longueurs d'ondes maximales qu'il peut engendrer, comme c'est le cas des canots à moteur. La configuration est alors déterminée par de courtes ondes dont la direction de propagation est presque à angle droit par rapport à la trajectoire du navire; l'angle intérieur du V est de beaucoup inférieur à 39°.

Dans le système simple d'ondes Kelvin, le V (fig. 6.28) correspond à la ligne d'intersection entre les crêtes de deux systèmes d'ondes distincts : 1) le système d'ondes divergentes formé par un train de crêtes et de creux concaves vers l'extérieur par rapport à la ligne de propagation, et 2) le système d'ondes transversales composé par un train d'ondes convexes vers l'avant et perpendiculaires à la ligne de propagation. Les hauteurs des ondes engendrées par la coque sont toujours maximales au bord antérieur du V et minimales au centre à cause de l'interférence entre les crêtes et les creux des deux configurations. Quiconque a fait avancer son embarcation dans le sillage d'un autre navire a remarqué, après avoir traversé la première rangée de crêtes, la quasi-absence de vagues. De plus, les ondes antérieures présentent des crêtes courbes qui ne s'étendent que sur une courte distance avant de disparaître. Dans le cas de navires à fort déplacement, par exemple les remorqueurs, de courts segments de crêtes sont parfois si abrupts qu'ils se brisent, preuve qu'un pourcentage considérable de la puissance du moteur sert à la génération de ces ondes.

A cause de leur taille, les navires produisent un sillage beaucoup plus complexe que celui, décrit précédemment, d'une perturbation ponctuelle. Deux configurations d'ondes presque identiques sont produites, l'une à partir de la proue, l'autre à partir de la poupe, et chacune est formée de systèmes d'ondes divergentes et transversales (fig. 6.29). Dans ce cas également, les vagues atteignent leur hauteur maximale aux bords de chacun des systèmes — où il y a renforcement — et leur hauteur minimale là où les séries d'ondes s'annulent l'une l'autre. À la proue du navire, les ondes transversales débutent par une crête, et, à la poupe, par un creux. La longueur de ces vagues transversales s'accroît proportionnellement au carré de la vitesse du navire; à faible vitesse, de nombreuses vagues peuvent provenir de la proue le long de la ligne de flottaison, mais à grande vitesse, seule une partie de vague peut être créée.

En plus des groupes d'ondes produits par la proue et la poupe du bateau, des configurations d'ondes secondaires sont également créées là où la coque du navire fait une courbe; chaque onde produite par une courbe commence par un creux. Selon la forme de la coque et selon leur vitesse, ces divers groupes d'ondes s'annulent ou se renforcent les uns les autres pour créer un système modifié d'ondes divergentes et transversales dans le sillage.

Les ondes produites par des navires, décrites jusqu'ici, sont des oscillations libres, car elles se

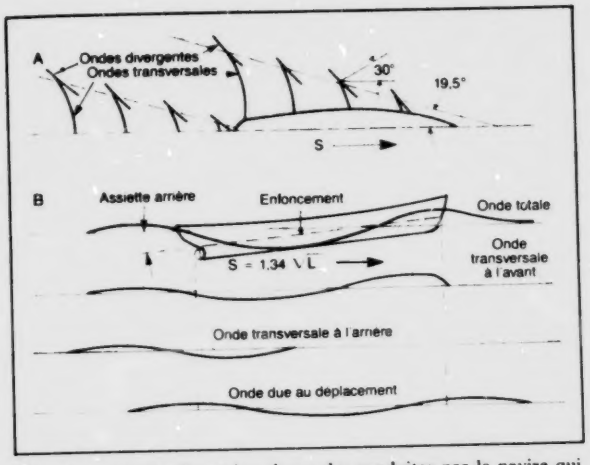


FIG. 6.29 (A) Configuration des ondes produites par le navire qui montre les systèmes de séries d'ondes transversales et divergentes produites à la proue et à la poupe. (B) Configuration des ondes totales le long d'une coque (figure du haut) composée d'ondes transversales à la proue et à la poupe et d'une onde permanente causée par le déplacement du navire. La vitesse est telle que $S\sqrt{L} = 1{,}34$, où les creux des ondes de l'avant et de l'arrière coïncident, ce qui produit un enfoncement et une assiette arrière maximaux. La vitesse du navire, S, est en noeuds; la longueur de la ligne de flottaison, L, est en pieds. (Tiré de Van Dorn 1974)

détachent du navire dès leur création sous l'effet de piston de la coque. De plus, une onde produite par le déplacement demeure fixée au navire et ne contribue pas au sillage. Cette onde s'élève à une certaine distance en avant du brion, commence par une crête sous la proue, se forme au milieu du navire, puis s'élève en une seconde crête à la poupe (fig. 6.29). Conformément à l'effet Venturi, l'onde est le résultat direct des différences de pression dynamique créées par la déviation de l'écoulement autour de la coque. Le creux, par exemple, est causé par une baisse rapide de la pression interne de l'eau due à l'accélération de l'écoulement autour de la base du navire, alors que les crêtes sont produites lorsque l'écoulement décroît près de la proue et de la poupe du navire.

Dans le cas de carènes à déplacement, les hauteurs de toutes les ondes produites par les navires s'accroissent proportionnellement au carré de la vitesse du navire et deviennent les plus abruptes près de la vitesse limite, donné approximativement par $S = 1{,}34\sqrt{L}$ kn, où la longueur de la ligne de flottaison, L, est en pieds, ou encore par $S = 1{,}25\sqrt{L}$ m/s pour L en mètres. À cette vitesse, le creux sous la première onde produite par l'avant s'est déplacé assez loin vers l'arrière pour coïncider avec le creux initial formé à l'arrière. Les deux creux s'additionnent et produisent une assiette maximale à l'arrière, c'est-à-dire que l'arrière est porté plus bas que l'avant. (En réalité, l'étendue du rapport $S/\sqrt{L}$ peut varier entre 1 et 1,5 (unités anglaises) selon bon nombre de facteurs, notamment le déplacement du navire, la forme de la coque et la quantité de mazout utilisée par le capitaine afin d'obtenir l'infime accroissement de vitesse nécessaire). Les ondes produites à la proue sont généralement plus hautes que celles créées à la poupe, avec l'accélération du navire, la proue a donc tendance à être portée plus haut sur la crête de l'onde en croissance. Au même moment, la poupe est portée plus bas dans le creux de l'onde avant qui l'accompagne et qui a commencé à se propager vers l'arrière avec l'accélération du navire. Cela, en plus d'un abaissement de la coque dans le creux de l'onde de déplacement, accroît la résistance totale due aux vagues et diminue la puissance du moteur disponible pour faire avancer le navire. (La résistance totale des ondes s'accroît à peu près proportionnellement au carré des hauteurs des ondes produites par le navire.) En fait, le navire enfonce de plus en plus dans le piège de résistance formé par les vagues à mesure que sa vitesse augmente. Les coques à planage sont conçues pour éviter de telles situations : la puissance des moteurs et le faible déplacement permettent d'élever ces coques hors de l'eau. Aux vitesses de planage, la majeure partie de la traînée provient du frottement sur les surfaces mouillées et de la résistance de l'air.

Si la profondeur d'eau sous la coque est inférieure d'environ 25 % à la longueur de la ligne de flottaison, la configuration des ondes se modifie. Le ralentissement peut être très important dans le cas où la variation des profondeurs est soudaine, comme si les freins étaient brusquement appliqués. On explique ainsi cette modification en eaux peu profondes : d'abord, à cause de la proximité du fond, l'écoulement sous la coque s'accélère, l'onde de déplacement grandit et, par conséquent, la résistance due aux vagues s'accroît. Ensuite, toutes les ondes engendrées par la coque deviennent des ondes en eaux peu profondes; leur vitesse est alors directement déterminée par la profondeur de l'eau plutôt que par la vitesse du navire. Le V, formé par les système d'ondes divergentes produites à la proue et à la poupe passe d'un angle de 39° en eaux profondes à un angle de 180° en eaux peu profondes. Les ondes divergentes s'ajoutent ensuite aux ondes transversales pour former, sous la proue, une seule crête d'ondes transversales et à la poupe, un simple creux; la crête et le creux disparaissent rapidement en s'éloignant de la coque. La coque se prend de plus en plus dans le piège de résistance formé par les vagues avec l'élévation de la proue et l'abaissement de la poupe. Si ces effets deviennent excessifs, la poupe peut s'échouer sur un haut-fond. Le navire ne peut atteindre et dépasser la vitesse d'ondes critique que s'il fournit une grande quantité de puissance; dans ce cas, les ondes en eau peu profonde, $\sqrt{gD}$, entraînent une baisse rapide du surplus de leur résistance à mesure que la vitesse s'accroît encore (D est la profondeur de l'eau). Cette situation ressemble à celle d'un avion à réaction qui franchit le « mur du son » en filant à plus de MACH 1, vitesse maximale du son à l'altitude où l'avion se déplace. Lorsqu'il en est ainsi, l'appareil n'engendre qu'une onde de choc frontale qui produit le bang entendu au sol, car aucun système d'ondes soniques divergentes ne peut suivre. De plus, tout comme l'avion à réaction, le navire doit fournir une grande quantité d'énergie pour atteindre le « MACH 1 aquatique »; une fois celui-ci atteint, cependant, beaucoup moins d'efforts sont nécessaires pour maintenir ou accroître la vitesse. Ces vitesses sont très élevées, comme le montre l'exemple suivant d'un remorqueur dans deux

mètres d'eau. Parce que $g = 9{,}8$ m/s/s, la formule $S = \sqrt{gD}$ indique que la navire doit atteindre une vitesse S de 4,5 m/s (9 kn) avant de dépasser le mur de la résistance due aux vagues. Mais, à une telle vitesse, le remorqueur engendrerait un sillage déferlant abrupt, à la grande consternation de quiconque se trouverait à proximité dans un canoë ou dans un canot pneumatique à faible franc-bord.

La configuration du sillage des navires à fort tirant d'eau qui se déplacent par rapport à l'eau dans des chenaux étroits et confinés tel le cours inférieur du fleuve Fraser (profondeur moyenne de 10 m) peut être modifiée encore davantage par l'arrivée en eaux peu profondes. Lorsque la base de la coque n'est qu'à quelques mètres du fond du chenal, l'eau emprisonnée entre la coque et le fond accélère afin de passer sous le navire. Par suite de l'effet Venturi, une baisse de la pression d'eau proportionnelle au carré du changement de la vitesse du courant ainsi qu'une diminution ultérieure de la force de poussée se font sentir. On dit alors que le navire déjauge en s'enfonçant un peu plus dans l'eau. Les renflements avant et arrière du sillage sont accentués de façon disproportionnée à cause des faibles profondeurs, par la déjauge, et peuvent former sur la rive des vagues exceptionnelles. Des pique-niqueurs sur les berges du Fraser ont été désagréablement surpris par des escalades de vagues causées par le passage d'un cargo chargé en route pour New Westminster. Les navires qui avancent vers l'aval sont moins susceptibles de produire de tels effets à cause de leur vitesse plus faible par rapport aux courants fluviaux à condition, bien sûr, que le navire se déplace à peu près à la même vitesse par rapport à la rive que lors de son voyage vers l'amont.

Chapitre 7. La production de vagues de vent

Les vents produisent des vagues. L'homme le sait depuis des milliers d'années et doit faire face à ce phénomène depuis qu'il s'aventure sur les mers. D'autres mécanismes engendrent des vagues, mais c'est sûrement le vent qui contribue le plus à rider la surface de l'eau sur notre planète. Cependant, la façon dont l'énergie du vent se transmet aux vagues est encore mal comprise. L'étude de la production des vagues de vent demeure un aspect important de l'océanographie.

Un problème difficile

En plus de la mesure des quantités, les importants problèmes techniques demeurent les obstacles majeurs à l'étude de la genèse des vagues de vent. Il est très difficile de concevoir des instruments qui mesurent les variations du vent et de la pression à la surface de l'eau ainsi que le mouvement de bas en haut des vagues. Les capteurs doivent d'abord être exposés à l'air qui s'écoule au-dessus des vagues tout en demeurant secs, la moindre goutte d'eau ayant l'effet d'un coup de masse par rapport aux faibles brises. De plus, les instruments doivent flotter de façon à enregistrer le mouvement vertical de la vague sans s'agiter comme les embarcations dans un clapot. En outre, la présence des instruments perturbe l'écoulement de l'air au-dessus des vagues. Les données recueillies peuvent donc induire en erreur l'océanographe qui comprend mal comment son instrument flottant perturbe le processus naturel de la génération des vagues. Un autre problème qui hante tous les chercheurs est la façon de bien faire fonctionner, en eau salée, les instruments électroniques sensibles. Pour une raison ou pour une autre, l'eau salée s'infiltre dans les instruments les mieux scellés et, conductrice d'électricité, elle corrode les métaux et cause bien des ennuis aux chercheurs. Finalement, le théoricien a un rôle à jouer : construire, d'après les lois de la physique, un modèle mathématique qui explique en détail la genèse des vagues de vent. Pour être acceptable, le modèle doit se vérifier par les observations.

Qu'est-ce qui doit être expliqué? Toute théorie doit d'abord expliquer la formation des vagues sur une surface plane; elle doit donc tenir compte du rôle de la tension de surface dans les premiers stades de la formation d'une vague. Les observations montrent que cette force engendre les premières rides (ondes capillaires) lorsque le vent se lève. Ensuite, toute théorie doit expliquer la croissance de ces rides et leur transformation en ondes de gravité. Comme cela est mentionné précédemment, trois facteurs principaux régissent cette croissance : la force moyenne du vent, sa persistance à une vitesse donnée et sa course. Plus le vent souffle longtemps et fort, plus est grande la quantité d'énergie transmise aux vagues. (L'énergie des vagues est proportionnelle au carré de leur hauteur.) Parce qu'elle détermine la période pendant laquelle un groupe d'ondes en déplacement reçoit directement de l'énergie d'un système de vent donné, la course du vent est importante. Les hautes vagues à longue période ne peuvent apparaître que par forts vents persistants soufflant sur une grande étendue de l'océan. Ces vagues sont donc confinées aux régions médio-océaniques, là où la course du vent n'est limitée que par les dimensions de la tempête. Elles ne se produisent pas dans des eaux abritées, tel le détroit de Géorgie, où la course du vent est limitée par les terres.

Il est évident que la hauteur des vagues s'accroît proportionnellement à la force, à la persistance et à la course du vent. Pour un ensemble de conditions données, cependant, les vagues ne s'accroissent pas indéfiniment; il existe une limite, appelée mer entièrement levée, qui marque le moment où les vagues deviennent saturées d'énergie et où toute addition d'énergie par le vent augmente la turbulence et le chaos à la surface (tableau 6.2). Bien que ce processus soit également intéressant pour les océanographes, c'est plutôt la croissance des vagues entre les deux extrêmes — mer calme et mer entièrement levée — qui attire l'attention des chercheurs et des théoriciens.

Mécanismes de la production des vagues

Sir William Thomson (Lord Kelvin) fut le premier, en 1874, à proposer une explication mathématique au processus de la production des vagues de vent. S'inspirant des idées de H. Helmholtz, il expliqua la croissance des vagues par le mécanisme qu'il appela l'instabilité de Kelvin-Helmholtz. Bien qu'abandonné depuis longtemps pour rendre compte des ondes de surface, ce mécanisme est aujourd'hui considéré comme l'une des causes principales de la turbulence en air limpide (dont nous avons parlé au chapitre 6 relativement aux ondes de gravité internes). En 1932, le physicien Lamb expliqua de façon presque identique la croissance des vagues. Malheureusement, cette théorie prévoyait un vent d'au moins 6,5 m/s (13 kn) pour que des vagues apparaissent; elle décrivait donc un processus qui n'est ni efficace ni réaliste. Jeffreys (1925) proposa la théorie de l'abritement. Celle-ci suppose un vent d'au moins 1 m/s (2 kn) seulement. En termes simples, elle dit que le vent passe au-dessus de la vague de façon à se détacher de la crête du côté sous le vent et à laisser une zone abritée ou contre-remous (fig. 7.1). Ainsi, la pression de l'air dans le contre-remous est inférieure à la pression normale et amplifie le mouvement ascendant de la partie sous le vent de la crête de la vague. De la même façon, la pression de l'air du côté au vent de la crête, pression plus forte que la normale, agit plus fermement sur cette face de la crête et accroît le mouvement vers le bas. Si cet effet se poursuit, la vague grossit. La théorie n'expliquait pas et ne pouvait pas expliquer comment les vagues naissent, rien ne perturbant l'écoulement de l'air

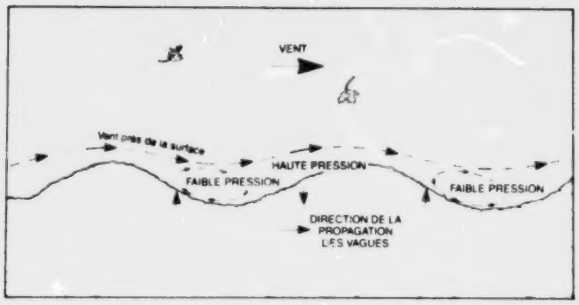


FIG 7.1 Distribution de la pression effective près de la surface au-dessus de vagues de vent croissantes selon la théorie de l'abritement de Jeffreys. Le flux d'air se détache de la crête de la vague et crée un contre-remous (ou région abritée) à faibles pression et vitesse sur la pente au vent. Ce contre-remous ainsi que la région de haute pression créée du côté au vent de la crête accroissent l'énergie et la hauteur de la vague.

sur une surface plane. Bien plus, elle omettait un facteur encore plus important : le vent à la surface de l'eau se déplace beaucoup plus lentement que la vague et produit donc une distribution de la pression légèrement différente de celle prévue. Nous préciserons ce facteur, car il est à la base de la théorie moderne de la production des vagues. Afin d'y voir clair, il faut prendre en compte que l'air qui touche la surface de l'eau doit se déplacer exactement à la même vitesse que l'eau à cause du frottement (fig. 7.2). S'il n'y a aucun courant, l'eau et l'air à sa surface ne sont soumis à aucun mouvement net horizontal lors du passage d'une vague. Les conditions changent cependant au-dessus de l'eau. L'air s'y déplace de plus en plus rapidement avec la distance de la surface de l'eau pour atteindre, à 10 m, la vitesse que les météorologues qualifient de « vitesse du vent ». À faible distance de la surface de l'eau, distance généralement inférieure à quelques centimètres, l'air et la vague se

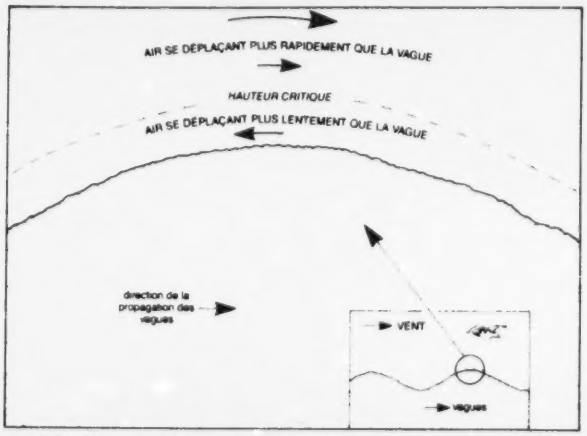


FIG 7.2 Hauteur critique. Les forces de frottement amènent l'air en contact avec la surface de la mer à se déplacer à la vitesse horizontale de l'eau; les vitesses du vent près de la surface sont donc moindres que celles de la vague. La hauteur critique marque la transition entre l'endroit où la vitesse du vent est moindre que celle de la vague et l'endroit où la vitesse du vent est plus importante que celle de la vague. Cette hauteur perturbe la configuration de la pression au-dessus de la vague, qui prend alors de l'énergie au vent. (Les flèches du haut montrent la direction de l'air par rapport à un point fixe qui se déplace à la crête de la vague.)

déplacent donc à la même vitesse; c'est ce qu'on appelle la hauteur critique. Sous cette hauteur limite, l'air se déplace plus lentement que la vague.

Après avoir fait une revue des diverses théories de la production des vagues, Ursell (1956) conclut ainsi : « ...l'état actuel des connaissances est largement insuffisant ». Sa critique a entraîné de nouvelles études. Phillips (1957) a proposé une théorie de la production des rides sur une mer plane. Il a montré comment les diverses variations de la pression de l'air dans une rafale peuvent agiter la surface de l'eau en se synchronisant avec les rides ainsi formées. Malheureusement, ce mécanisme n'explique pas la transformation des rides en vagues plus grosses. Fait encore plus déconcertant, les variations de pression nécessaires selon cette théorie sont 100 fois plus importantes que celles qui sont observées. Miles (1960), un autre Américain, a élaboré une théorie qui complète celle de Phillips. Elle est complexe et se base sur l'existence de la hauteur critique dont nous venons de parler. Selon Miles, la structure de l'écoulement d'air à cette hauteur critique détermine la force exercée par le vent sur la surface de la mer. La déformation de cet écoulement au-dessus des vagues existantes produit une faible pression sur la face sous le vent de la vague et une haute pression sur la face au vent; c'est ainsi que de l'énergie est transmise aux vagues qui croissent en fonction de la persistance et de la course du vent. Prises ensemble, ces deux thèses récentes forment la théorie de Miles-Phillips de la production des vagues. Son nom de théorie classique montre bien la nouveauté relative de l'étude de ce sujet.

Depuis 1960, on a tenté d'améliorer la théorie de Miles-Phillips afin de la rendre plus conforme aux résultats des expériences. Ces efforts ont généralement été couronnés de succès limités, et le mécanisme de production décrit par la théorie ne semble pas transférer suffisamment d'énergie du vent aux vagues pour faire croître celles-ci aussi rapidement que le montrent les observations. De plus, la théorie ne peut expliquer pourquoi un renversement soudain du vent anéantit complètement les vagues, phénomène depuis longtemps observé par les marins. Les scientifiques demeurent donc un peu perplexes et peuvent tout au moins se livrer à diverse conjectures. Par exemple, une explication récente veut que ce soient les courants descendants associés aux vents, et non les vents horizontaux, qui fournissent de l'énergie aux vagues. C'est ainsi que se forment les « pattes de chat », qui rident la surface lisse de l'eau par temps calme. Un courant descendant transporté par le vent pourrait descendre le long de la face antérieure de la vague, puis souffler sur la face postérieure de la vague adjacente (fig. 7.3). Ainsi, l'énergie serait transférée du vent aux vagues par des courants d'air descendants. Comme les courants descendants locaux sont inhérents à la turbulence générale du vent, leur nombre et leur force s'accroîtraient en fonction de la vitesse moyenne du vent. La hauteur des vagues serait donc déterminée par la force, la persistance et la course du vent. L'affaissement de la vague se produirait après un renversement du vent parce que les vents descendants s'opposeraient naturellement à la production de vagues par le vent précédent. Même s'il ne s'agit ici que de sup-

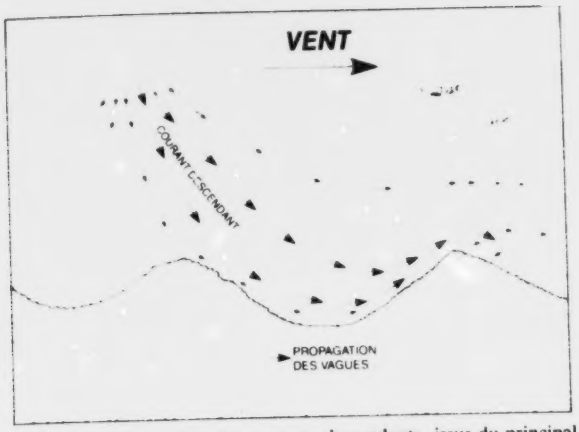


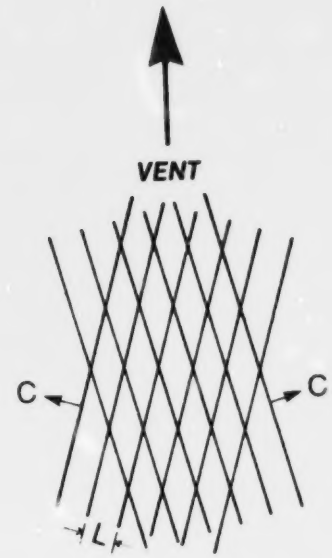
FIG 7.3 La façon dont les courants descendants, issus du principal champ de vent, pourraient glisser le long de la face sous le vent de la vague pour pousser la face au vent de la crête adjacente. Les vagues s'accroissent en fonction de la force, de la persistance et de la fréquence des courants descendants.

positions, il n'en demeure pas moins qu'une fois que les vents commencent à transmettre de l'énergie à la mer, c'est le transfert d'énergie entre les vagues par des interactions vague-vague qui est fondamental pour la croissance de vagues de vent de plus en plus hautes et longues.

Croissance des vagues de vent

Les rides se forment d'abord sur une surface d'eau calme lorsque le vent atteint une vitesse seuil. Celle-ci dépend du degré de contamination de la surface et, dans une moindre mesure, de la stabilité verticale de l'air. L'eau de mer est toujours fortement contaminée par diverses matières organiques et inorganiques qui tendent à accroître la tension de surface; par exemple, la vitesse du vent doit être plus grande pour déformer la surface de la mer (1–1,5 m/s ou 2–3 kn à 10 m au-dessus de l'eau) que, par exemple, celle d'un lac de fonte glacière. De plus, on attribue la formation de rides aux variations de pression portées par le vent moyen plutôt qu'à la résistance du vent.

Les ondes capillaires régies par les forces combinées de la gravité et de la tension de surface forment toujours les premières rides lorsque le vent se lève sur une eau calme. Ces vaguelettes se propagent à la plus faible vitesse possible (23 cm/s) et se présentent en un entrecroisement formé de deux séries de crêtes de vagues qui se déplacent à un angle de 70–80° par rapport à la direction du vent (fig.7.4); les distances entre les crêtes sont généralement d'environ 1,8 cm, et les périodes, de 0,073 s. À cause de leur faible hauteur, ces vaguelettes se distinguent mieux lorsque la lumière du Soleil est réfléchie par la surface de l'eau ou par leur réflexion « dansante » sur un fond de faible profondeur. L'angle considérable que forment la direction du vent et celle du déplacement des crêtes vient de ce que les ondes capillaires ne parviennent pas à se déplacer à la vitesse des variations de pression. Au lieu de prendre l'allure du vent, les vaguelettes s'avancent dans la direction où leur



Vent = 1 m/s
Vitesse, C = 23 cm/s
L = 1,78 cm

FIG. 7.4 Configuration des rides au moment où un vent de faible vitesse commence à former les vagues. Deux séries de vaguelettes à longue crête s'entrecroisent et se déplacent à la vitesse minimale de la vague (23 cm/s) presque à angle droit par rapport au vent. (D'après Van Dorn 1974)

vitesse correspond à celle de l'une des composantes vélocité du vent. Il existe en fait deux de ces directions, l'une à gauche et l'autre à droite de l'écoulement d'air principal, le long desquelles les vagues reçoivent continuellement de l'énergie transmise par les variations de pression.

Si le vent tombe, les effets de frottement amortissent les rides et les font disparaître rapidement; mais si le vent augmente, les longueurs, les hauteurs, les périodes ainsi que la vitesse de propagation des rides s'accroissent. Tout cela s'accompagne d'une diminution de l'angle de déplacement de la vague par rapport au vent, jusqu'à ce que, pour des vents de 2–3 m/s (4–6 kn), les vaguelettes se déplacent à 30° par rapport au vent. Il en est ainsi parce que la composante vélocité du vent, semblable à la vitesse de propagation des vagues, est située beaucoup plus près de la direction réelle du vent. À ce stade, l'entrecroisement initial de séries de vaguelettes à longue crête s'est déformé et a l'aspect d'un treillis (fig. 7.5) dans lequel des rides lisses apparaissent aux intersections et se déplacent dans la direction du vent. L'écoulement de l'air au-dessus de la vague n'est toujours pas perturbé par les autres vagues; on dit alors que la surface est « hydrodynamiquement lisse ».

Pour des vents dont la vitesse dépasse 3 m/s (6 kn), les ondes croissantes sont indépendantes de la tension de surface et leur hauteur devient assez grande pour pertur-

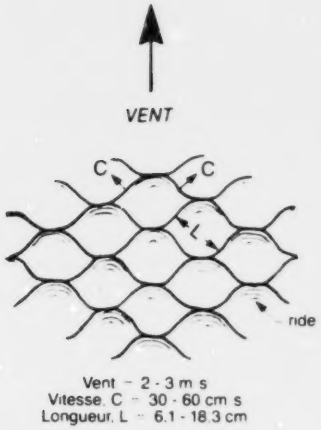


FIG. 7.5 Système de rides formées par des vaguelettes à longue crête pour des vents de 2–3 m/s (4–6 kn). La vitesse et la longueur des vagues sont plus grandes que dans la figure 7.4, et les vagues se déplacent, en plus grande proportion, dans la direction du vent. (D'après Van Dorn 1974)

ber l'écoulement de l'air. La surface de l'eau est maintenant devenue « hydrodynamiquement rugueuse », ce qui entraîne des variations turbulentes de la pression du vent, donc un accroissement de la quantité d'énergie qui alimente les vagues et les fait croître en longueur et en hauteur. Il s'établit un mécanisme de rétroaction par lequel les perturbations du vent causées par la surface ondulée de la mer accroissent la quantité d'énergie transmise du vent à l'eau, et ainsi de suite. De plus, le mécanisme favorise la croissance des vagues dont les crêtes se propagent presque dans la direction du vent, ce qui limite la dispersion de l'énergie dans d'autres directions. Par des vents de vitesse supérieure à 3 m/s, le champ d'ondes devient de plus en plus irrégulier, car les différences de hauteur, de longueur, de vitesse et de période des vagues sont encore accrues par le vent. En outre, dans l'aire de génération des vagues, les interactions vague–vague agissent sur le transfert d'énergie des ondes plus courtes ou plus longues, et la longueur d'onde dominante s'accroît.

Lorsque la croissance des vagues de vent a dépassé le stade des ondes capillaires, il n'est plus possible de distinguer entre des groupes d'ondes particuliers. Il s'agit plutôt d'un ensemble de vagues qui se déplacent de 0 à environ 50° vers la droite et vers la gauche par rapport à la direction du vent, direction dont la description n'a de sens que sur le plan statistique. Au lieu de divers groupes d'ondes identifiables, l'ensemble forme un spectre continu d'ondes dont les hauteurs, les périodes, etc. varient des infimes vaguelettes capillaires, se dissipant par frottement, aux ondes énormes dont les propriétés sont limitées par l'équilibre qui s'établit entre le taux auquel l'énergie est fournie par le vent et le taux auquel l'énergie se dissipe par des processus comme le déferlement (mer entièrement levée). Il n'est que rarement possible de trouver des systèmes d'ondes bien définis associés à des vents intenses. Par exemple, l'auteur, qui était un jour à bord d'un voilier encalminé dans le détroit Juan de Fuca, a été témoin de l'arrivée d'ondes de gravité déferlantes abruptes, hautes d'envrion 30 cm, alignées en rangées véritablement parallèles sur une longue distance le long du bord antérieur d'une ligne de grains venant du sud. La première crête du système est arrivée à peine quelques secondes après un violent courant descendant et a été accompagnée de vents horizontaux de plus de 10 m/s. Après le passage du front, les séries régulières d'ondes se sont transformées en une mer irrégulièrement agitée, typique de celles produites par des vents puissants.

Statistiques relatives aux vagues

Afin de décrire et de prévoir l'état de la mer, il existe aujourd'hui des techniques remarquablement efficaces qui relient certaines propriétés statistiques du champ d'onde à la force, la course et la persistance du vent. Bien que la théorie fasse partie intégrante de ces techniques, leur base s'appuie sur des observations réelles venant de diverses sources. Il s'agit notamment des journaux de bord, des bouées houlométriques (instruments attachés à un navire ou au fond et dont l'accéléromètre enregistre la hauteur des vagues à la surface), des accéléromètres embarqués, attachés à la coque, des capteurs de pression fixés au fond, des altimètres au laser aéroportés, des tiges houlométriques à capacitance qui utilisent la conductivité électrique de l'eau de mer et, plus récemment, des altimètres au laser sur satellite et des radars trans-horizon. Grâce à l'amélioration constante des méthodes de prélèvement et des quantités de données sur le vent et sur les vagues, les techniques de prévision se raffineront.

Une façon de prévoir les hauteurs des vagues dans une aire génératrice d'ondes est de comparer des valeurs connues de vitesse, de persistance et de course du vent à un nombre E, établi à partir d'un enregistrement de vagues obtenu à un point fixe en eau profonde. Lorsque la valeur de E est établie pour toutes les conditions de vent, il s'agit simplement de dresser des graphes ou des tableaux qui permettent à l'utilisateur de relier un vent donné à E, puis à la hauteur, la période ou la longueur de la vague correspondante. Un enregistrement de vagues typique (fig. 7.6) à partir d'une bouée houlométrique ou d'un accéléromètre embarqué est composé d'une série d'enregistrements de 20 min obtenus toutes les 3 h pendant la durée de l'expérience. Le calcul de E pour chaque segment de 20 min est simple. On divise d'abord l'enregistrement en petits segments égaux, par exemple équivalents à 1 s. Puis, lorsque la hauteur moyenne de toutes ces valeurs incrémentielles a été déterminée (correspondant approximativement au niveau de la mer en l'absence de vagues), les différences de hauteur entre la hauteur d'eau réelle et la valeur moyenne à chaque point est déterminée. Les écarts, ou amplitudes, sont alors mis au carré et additionnés. Le résultat est divisé par le nombre de valeurs utilisées, puis multiplié par 2; dans l'exemple ci-dessus, le nombre de valeurs utilisées est 1 200 s ÷ 1 s = 1 200. Exprimé de façon mathématique,

$$E = \frac{2}{N}\left(a_1^2 + a_2^2 + \ldots + a_N^2\right)$$

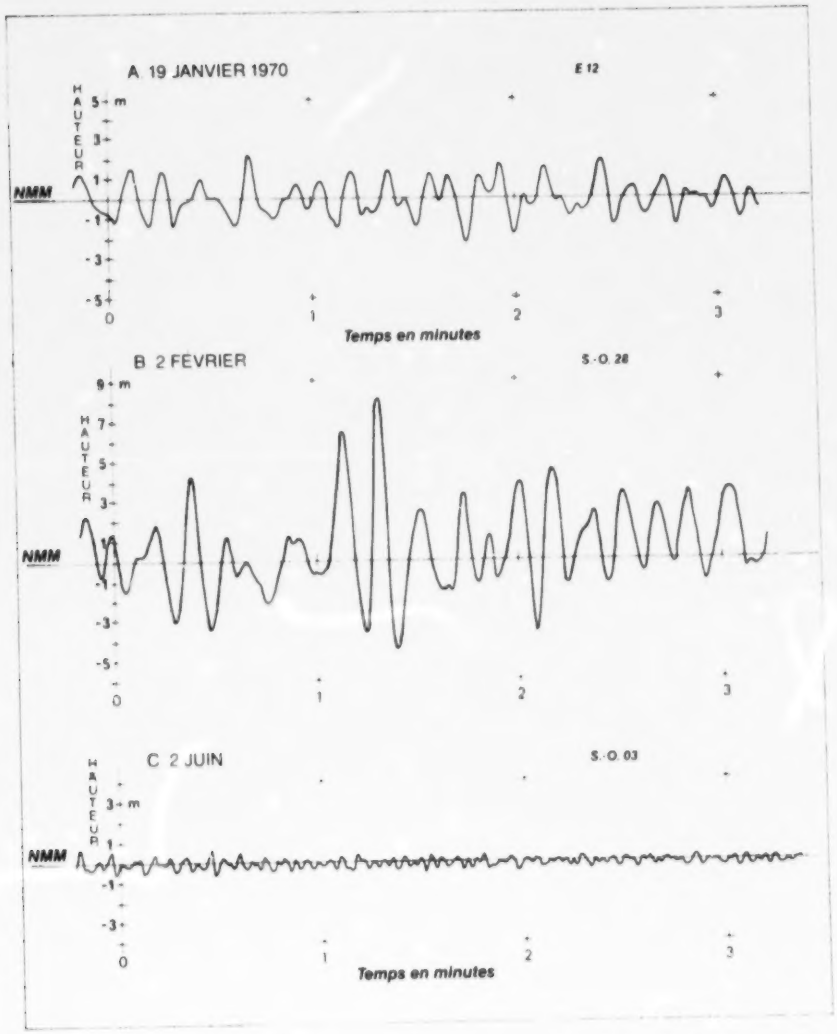


FIG. 7.6 Trois exemples d'enregistrements de vagues obtenus à la station P à l'aide de houlomètres à accéléromètre embarqués sur des navires météorologiques canadiens, en 1970. Chaque segment représente 3 min, les hauteurs sont en mètres par rapport au niveau moyen de la mer (NMM) approximatif. La direction et la vitesse du vent (en m/s) 3 h avant chaque enregistrement sont indiquées à droite (en B, les vents sont du sud-ouest à 28 m/s ou 54 kn). L'onde importante du 2 février avait une hauteur crête-creux de 12,5 m (41 pi).

où les amplitudes a_1, a_2, etc., sont les écarts de la surface de l'eau par rapport au niveau moyen, y compris les creux et les crêtes, et N est le nombre de segments (N = 1 200 pour des segments égaux à 1 s dans un enregistrement de 20 min).

E est une mesure de l'énergie moyenne des vagues au moment où l'enregistrement était effectué; on l'exprime en pieds carrés ou en mètres carrés. Pourvu que les hauteurs des vagues se distribuent de façon aléatoire dans l'espace et dans le temps pendant la période de mesure, $\sqrt{E}$ peut servir à faire certaines prévisions de la probabilité de rencontrer des vagues d'une hauteur données. ($\sqrt{E}$ se mesure en pieds ou en mètres. Afin de convertir les mètres en pieds, il suffit de multiplier par 3,29.) Par exemple, 10 % des vagues auront des hauteurs inférieures à 0,64 $\sqrt{E}$ et 10 % auront des hauteurs supérieures à 3,04 $\sqrt{E}$. D'autres variations sont illustrées au tableau 7.1.

La figure 7.7 montre la gamme de valeurs que peut prendre $\sqrt{E}$ pour des vents de diverses vitesses dans une mer entièrement levée. Pour des vents de 15,5 m/s (30 kn) par exemple, $\sqrt{E}$ = 1,82 m (6 pi); donc 10 % des vagues seront inférieures à 0,64 x 1,82 m = 1,16 m (3,8 pi) alors que 10 % seront supérieures à 3,04 x 1,82 m = 5,53 m (18,2 pi). La valeur de E pour une mer entièrement levée est donnée en fonction de la vitesse du vent, U, par la formule suivante :

$$E\ (\text{m}^2) = 0{,}616\ (U/10)^5 \text{ pour } U \text{ en m/s}$$
$$E\ (\text{pi}^2) = 0{,}240\ (U/10)^5 \text{ pour } U \text{ en kn}$$

TABLEAU 7.1 Distribution approximative de la hauteur des vagues pour une valeur donnée de E par tranches de 10 %. Les hauteurs sont mesurées du creux à la crête. (D'après Pierson *et al.* 1971)

Gammes de 10 %	Valeurs cumulatives ascendantes	Valeurs cumulatives descendantes
0,00-0,64 $\sqrt{E}$ m(pi)	10 % inférieures à 0,64 $\sqrt{E}$ m(pi)	10 % supérieures à 3,04 $\sqrt{E}$ m(pi)
0,64-0,94 $\sqrt{E}$ m(pi)	20 % inférieures à 0,94 $\sqrt{E}$ m(pi)	20 % supérieures à 2,54 $\sqrt{E}$ m(pi)
0,94-1,20 $\sqrt{E}$ m(pi)	30 % inférieures à 1,20 $\sqrt{E}$ m(pi)	30 % supérieures à 2,20 $\sqrt{E}$ m(pi)
1,20-1,42 $\sqrt{E}$ m(pi)	40 % inférieures à 1,42 $\sqrt{E}$ m(pi)	40 % supérieures à 1,92 $\sqrt{E}$ m(pi)
1,42-1,66 $\sqrt{E}$ m(pi)	50 % inférieures à 1,66 $\sqrt{E}$ m(pi)	50 % supérieures à 1,66 $\sqrt{E}$ m(pi)
1,66-1,92 $\sqrt{E}$ m(pi)	60 % inférieures à 1,92 $\sqrt{E}$ m(pi)	60 % supérieures à 1,42 $\sqrt{E}$ m(pi)
1,92-2,20 $\sqrt{E}$ m(pi)	70 % inférieures à 2,20 $\sqrt{E}$ m(pi)	70 % supérieures à 1,20 $\sqrt{E}$ m(pi)
2,20-2,54 $\sqrt{E}$ m(pi)	80 % inférieures à 2,54 $\sqrt{E}$ m(pi)	80 % supérieures à 0,94 $\sqrt{E}$ m(pi)
2,54-3,04 $\sqrt{E}$ m(pi)	90 % inférieures à 3,04 $\sqrt{E}$ m(pi)	90 % supérieures à 0,64 $\sqrt{E}$ m(pi)
supérieures à 3,04 $\sqrt{E}$ m(pi)		

Les quatres indices suivants de la hauteur moyenne des vagues sont les plus souvent utilisés :
hauteur probable de la vague la plus fréquente

$$H_f = 1{,}41\ \sqrt{E}$$

hauteur moyenne de toutes les vagues

$$\overline{H} = 1{,}77\ \sqrt{E}$$

hauteur moyenne du tiers des vagues le plus élevé

$$H_{1/3} = 2{,}83\ \sqrt{E}$$

hauteur moyenne du dixième des vagues le plus élevé

$$H_{1/10} = 3{,}60\ \sqrt{E}$$

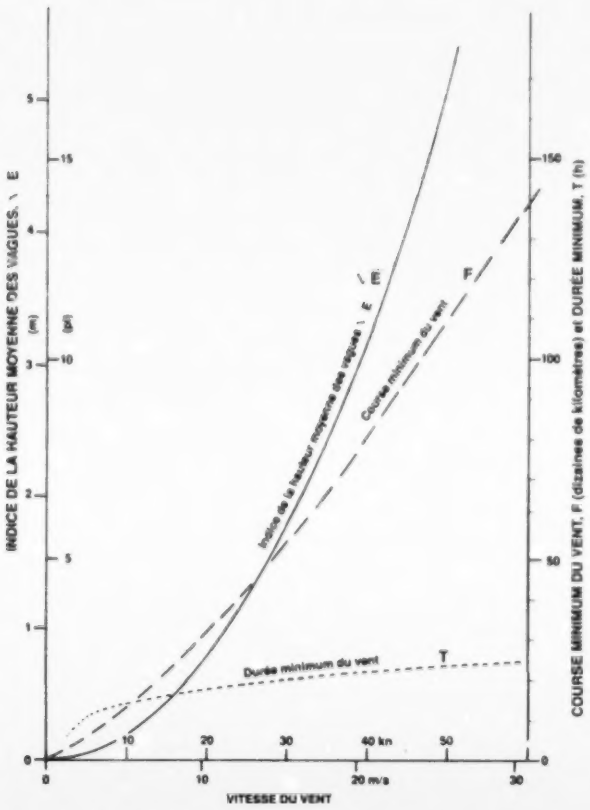


FIG. 7.7 Indice de la hauteur moyenne des vagues, $\sqrt{E}$ et vitesse du vent dans le cas d'une mer entièrement levée. Durée minimum, T, et course minimum du vent, F, nécessaires, selon la vitesse du vent, pour engendrer une mer entièrement levée. Pour un vent de 15,5 m/s (30 kn), $\sqrt{E}$ = 1,82 m (6 pi), T = 20 h, F = 547 km (pointillés).

La valeur moyenne, $H_{1/3}$, qu'on appelle la hauteur de la vague significative, est peut-être la mesure la plus utile des grosses vagues pour le marin. Sa valeur, tirée de la formule ci-dessus, est équivalente à la somme des hauteurs de la vague la plus haute, de la seconde, de la troisième, et ainsi de suite, jusqu'à ce qu'un tiers des vagues de l'enregistrement ait été ajouté; on trouve ensuite la moyenne de la somme. (De la même façon, $H_{1/10}$est calculé en prenant la moyenne de la somme de 1/10 des vagues le plus élevé.) Puisqu'il existe une chance d'environ 15 % de rencontrer une vague significative dans la mer, on peut dire que « chaque septième vague est la plus haute »; cependant, il est bon de se rappeler que la théorie de la probabilité ne fournit que la « possibilité » de rencontrer une hauteur de vague donnée dans un grand échantillon de vagues; donc, bien qu'en moyenne, une vague sur sept soit la vague significative, deux vagues significatives peuvent se suivre ou être séparées par des centaines de vagues. De la même façon, un joueur, avec une paire de dés, lancera deux six une fois sur 36 (chances : 1 sur 36); mais il peut lancer deux six au premier tour, ou au deuxième ou au centième.

L'utilisation de la vague significative comme outil de prévision de l'état de la mer commença pendant la Deuxième Guerre mondiale et entraîna la création de la méthode de prévision dite S-M-B, d'après Sverdrup, Munk et Bretschneider, qui aidèrent à la perfectionner. Les graphiques comme celui de la figure 7.8 furent élaborés afin d'évaluer la hauteur et la période, $T_{1/3}$, de la vague significative au bout d'une longueur de course pour une vitesse, une durée et une course de vent données. Ces graphiques permettent également de déterminer les caractéristiques de la vague significative dans des conditions de course et de durée limitées, si la course ou la durée du vent est insuffisante pour engendrer des mers entièrement levées. D'autres modifications tinrent compte, plus tard, des effets de la réfraction en eau peu profonde, du frottement du fond et de la percolation sur la croissance de vagues de vent. Lorsque la hauteur de la vague significative est connue, d'autres statistiques sur la vague, telles $H_{1/10}$, $\overline{H}$ et H_f peuvent être facilement déterminées.

Vagues extrêmes

La hauteur de la vague maximale la plus probable, H_{max}, la vague la plus haute observée pendant un état de la mer donné, est fonction de $\sqrt{E}$ (ou hauteur de la

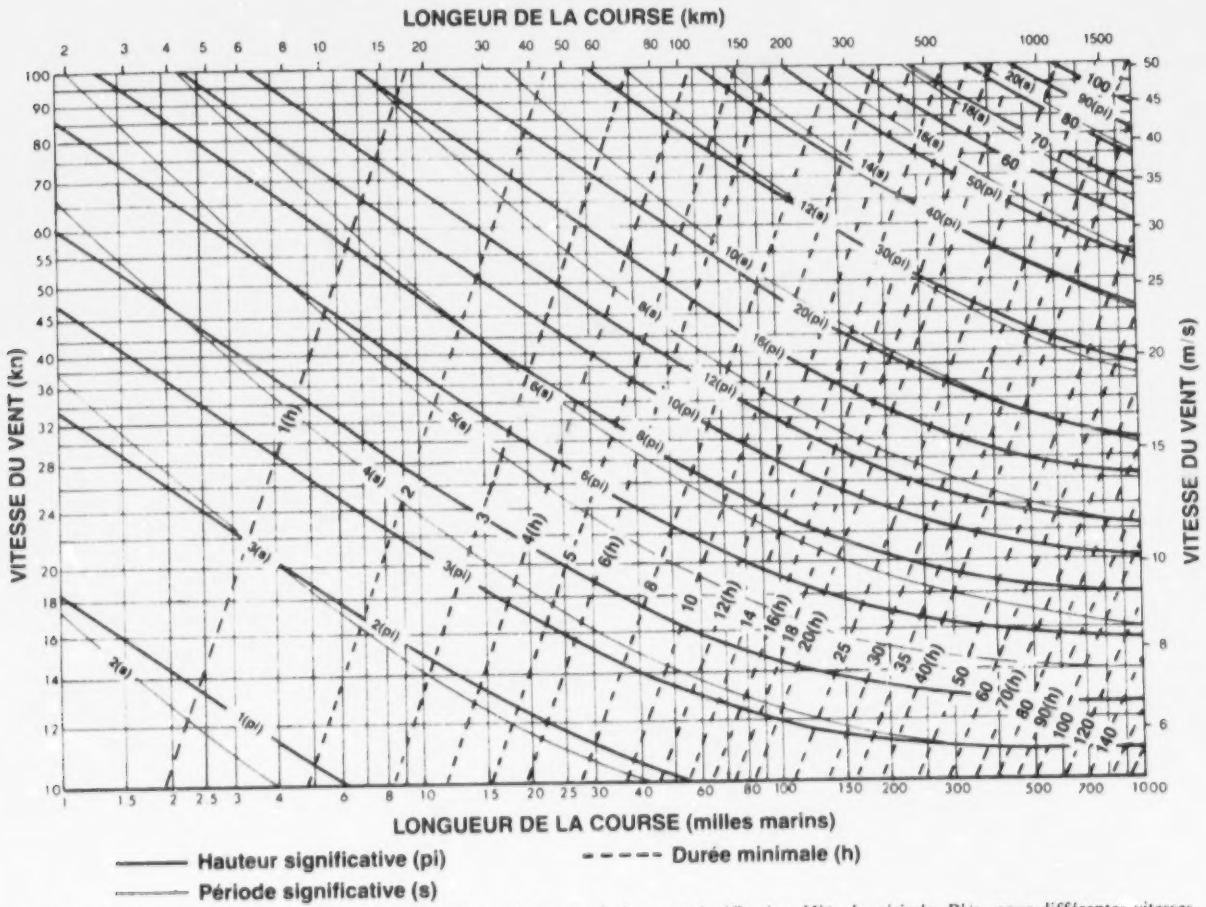


Fig. 7.8 Courbes de prévision d'ondes en eau profonde qui donnent la hauteur significative, $H^{1}/_{3}$, la période, $P^{1}/_{3}$, pour différentes vitesses, causes et durées du vent. À partir de la vitesse du vent connue sur l'axe de gauche, se déplacer jusqu'à l'endroit où la ligne croise la ligne de course appropriée (si la génération de vagues est limitée par la course) ou la ligne de durée appropriée si la durée est limitée; lire les valeurs de $H^{1}/_{3}$, $T^{1}/_{3}$. Un vent de 15,5 m/s (30 kn) sur une course de 140 km pendant plus de 10 h n'est pas limitée par la course; $H^{1}/_{3}$ = 3 m, $T^{1}/_{3}$ = 7s. (D'après le *U.S. Army Coastal Engineering Research Center 1977*)

vague significative) et du nombre total, N, de vagues observées. C'est dire que les chances de rencontrer une vague déferlante géante s'accroissent en fonction de la quantité d'énergie du vent qui alimente les vagues de l'océan et en fonction du nombre de vagues qui passent. La figure 7.9 montre, par exemple, que, pour chaque groupe de 200 vagues (lignes discontinues) il existe 5 % de chances de rencontrer une vague supérieure à 5,8 $\sqrt{E}$ et une probabilité égale d'en rencontrer une inférieure à 4,1 $\sqrt{E}$. La hauteur de la vague extrême la plus probable dans cet échantillon de 200 vagues sera de 4,9 $\sqrt{E}$. Pour une mer entièrement levée avec des vents de 15 m/s, la hauteur de la vague maximale la plus probable sera de 4,9 x 1,82 m = 8,9 m, alors qu'il existe 5 % de chances qu'une vague sur 200 soit supérieure à 10 m. De plus, parce que les trois courbes de la fig. 7.9 montent vers la droite, la probabilité qu'un navire rencontre des vagues de plus en plus élevées s'accroît de façon prévisible pour chaque vague qui passe, dans le cas où les conditions de la mer demeurent presque constantes. Il existe donc, des limites à l'application de cette figure; elle s'applique le mieux à des houles qui s'amortissent lentement et fournit de bonnes évaluations pour des mers entièrement levées ou limitées par des courses, mais sous-évalue les hauteurs des vagues extrêmes dans une mer en croissance rapide. En réalité, seules les conditions d'une mer entièrement levée peuvent être prédites de façon précise si la vitesse du vent est la seule valeur connue

La durée nécessaire pour établir les probabilités d'ondes extrêmes de la figure 7.9 dépend de la période de la vague moyenne, $\overline{T}$ pour un état particulier de la mer et du nombre, N, de vagues considérées. Si $\overline{T}$ se mesure en secondes, par exemple 10 s (valeur probable lors d'un vent modéré en haute mer), les prévisions ci-dessus sont valables pourvu que les conditions moyennes de la mer ne varient pas de façon appréciable pendant le temps $\overline{T}$ x N = 10 x N s. Dans le cas où N = 200 vagues se propageant à partir d'un point d'observation donné, les conditions de la mer doivent demeurer fixes pendant 2 000 s ou environ $^{1}/_{2}$ h. Plus le nombre de vagues en observation est important, plus longtemps l'état de la mer doit demeurer stable avant qu'il soit possible de faire des graphiques, comme celui de la figure 7.9, qui permettent de prévoir les hauteurs probables maximales des vagues.

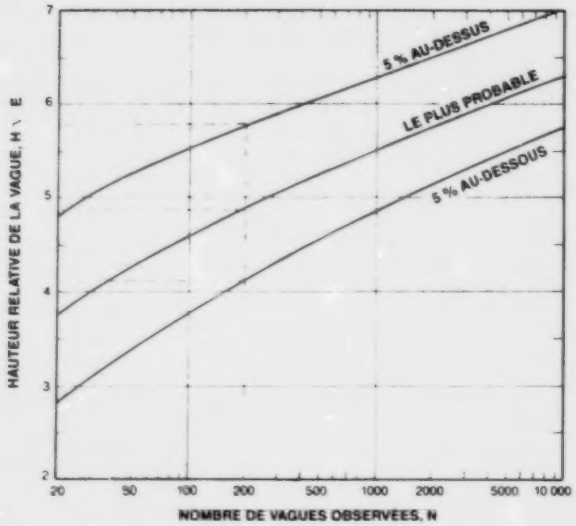


FIG. 7.9 La probabilité d'obtenir des vagues extrêmes s'accroît avec le nombre de vagues, N. Il existe une probabilité de 5 % que la plus haute de 200 vagues successives soit supérieure à $H = 5{,}8\sqrt{E}$, la même probabilité pour qu'elle soit inférieure à $H = 4{,}1\sqrt{E}$, et une probabilité de 90 % qu'elle se situe entre les deux. (Tiré de Van Dorn 19[illegible])

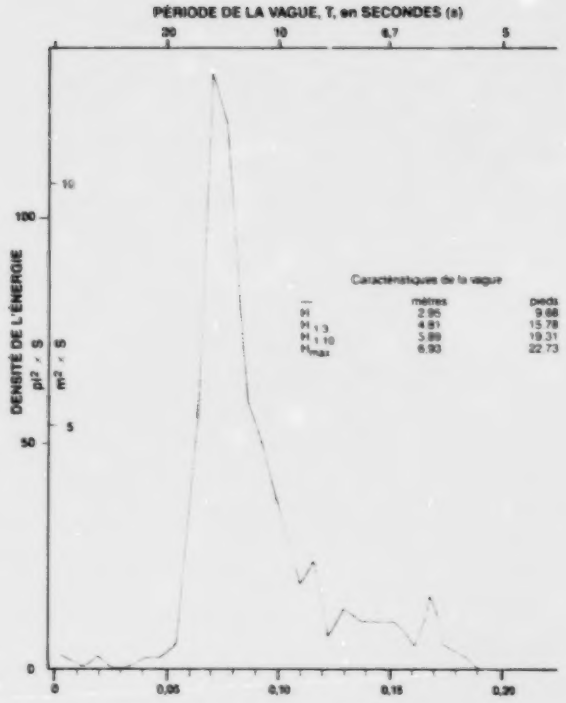


FIG. 7.10 Spectre d'une vague d'après des enregistrements de vagues effectués au mont sous-marin Cobb, le 17 février 1973, à partir d'un enregistreur placé sur la coque du NGCC *Quadra*. La période de pointe est d'environ 13 s. D'autres caractéristiques des vagues sont montrées dans le tableau.

Enfin, la hauteur maximale probable des vagues peut être déterminée à partir de la hauteur de la vague significative par la formule suivante :

$$H_{max} = b \times H_{1/3}$$

où b varie entre 1,53 et 1,85. Comme dans le cas de la discussion précédente, le choix de b dépend de la période des vagues moyenne et de la longueur de l'enregistrement des vagues (le nombre de vagues); les valeurs les plus importantes s'appliquent à des milliers de vagues.

Spectres des vagues

Le concept du spectre de la vague offre une approche différente et plus moderne de la description des vagues de vent. Ce concept diffère de l'approche statistique présentée plus haut en ce qu'elle décrit l'état de la mer sous la forme d'un spectre d'énergies et de périodes de vagues plutôt que de valeurs finies, telles la hauteur et la période de la vague significative. Bien que son application soit plus difficile, elle permet de mieux comprendre la nature de la formation et de la croissance des vagues ainsi que la distribution de l'énergie entre les diverses composantes des vagues. La méthode statistique n'est pas pour autant dépassée. Au contraire, les chercheurs qui s'intéressent à la prévision des vagues l'utilisent encore pour déterminer la vague significative et les propriétés qui lui sont reliées.

La figure 7.10 montre un spectre obtenu à partir d'enregistrements de vagues effectués à bord du NGCC *Quadra* près du mont sous-marin Cobb, à 500 km au sud-ouest de l'île Vancouver. Il s'agit essentiellement d'un graphe de l'énergie de la vague observée (hauteur²) pour chaque fréquence de vague possible, f, où f, l'inverse de la période de la vague, T, se mesure en cycles par seconde. (Si 5 vagues équidistantes passent par un point d'observation en 20 s, leur « fréquence » est ½ d'une vague, ou « cycle », par seconde et leur période est de 4 s.) La surface totale sous la courbe du spectre est proportionnelle à l'énergie totale des vagues. La forme de la courbe montre comment l'énergie est répartie entre les diverses vagues périodiques de fréquence (ou période) différente qui se sont combinées et illustre donc l'état de la mer. Sauf pour des vitesses de vent très faibles, des spectres comme celui de la figure 7.10 montrent un maximum bien défini et une période de pointe correspondante, $T_{\text{de pointe}}$, où la concentration d'énergie des vagues est la plus forte. Le nombre de vagues d'un enregistrement donné peut être obtenue en divisant la durée de l'enregistrement par la période de pointe. Par exemple, l'enregistrement de 28 min reproduit à la figure 7.10 avait une période de pointe de 13 s, et portait donc sur 129 vagues environ.

Pour des vents de vitesse croissante, la concentration principale d'énergie d'une vague dans le spectre se déplace vers les fréquences les plus faibles (périodes les plus faibles) et indique que l'énergie dans une mer en croissance se transmet aux vagues de plus en plus longues (fig. 7.11). Cette tendance est encore plus marquée par l'accroissement, proportionnel à celui de la vitesse du vent, de l'amplitude totale des fréquences (ou

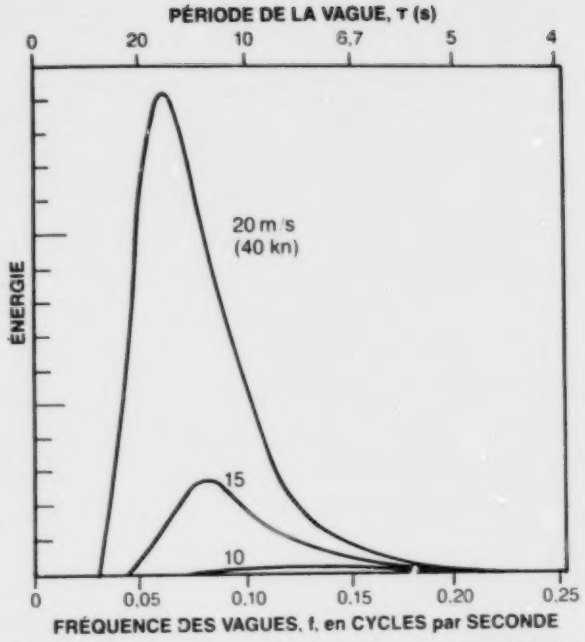


FIG. 7.11 Spectres de vagues pour des mers entièrement levées lorsque le vent atteint 10, 15 et 20 m/s (soit environ 20, 30 et 40 kn respectivement). La hauteur de pointe s'accroît proportionnellement au carré de la vitesse du vent et se déplace vers les fréquences les plus courtes (périodes plus longues) à mesure que le vent augmente. L'aire sous chacune des courbes est proportionnelle à l'énergie totale de toutes les ondes et s'accroît proportionnellement à la puissance cinq de la vitesse du vent.

périodes); l'accroissement est supérieur pour les vagues à faible fréquence. La période à densité d'énergie maximale est plus ou moins liée à la vitesse du vent, U, par l'équation suivante : $T_{\text{de pointe}} = 0{,}787\ U$ (s) si U est en m/s ou $T_{\text{de pointe}} = 0{,}404\ U$ (s) si U est en noeuds. Le tableau 7.2 donne la période et la fréquence de pointe tirées de ces formules pour des vents de diverses vitesses. La période moyenne de la vague, $\overline{T}$, (mesurée en chronométrant une succession de crêtes de vagues qui passent à la hauteur d'un point fixe) dans une mer entièrement levée, est liée à la vitesse du vent par l'équation suivante : $\overline{T} = 0{,}554\ U$ (s) lorsque U est en

TABLEAU 7.2 Période de pointe (T_{pointe}) et fréquence de pointe (f_{pointe}) dans le spectre de la vague en fonction de la vitesse du vent (U) pour une mer entièrement levée. Chaque valeur est au milieu des bandes de fréquences (ou périodes), où la plus grande partie de l'énergie spectrale de la vague est concentrée. $T_{\text{de pointe}} = 0{,}787\ U = 1/f_{\text{de pointe}}$, où $f_{\text{de pointe}}$ est donné en cycles par seconde, cps.

Vitesse du vent		$T_{\text{de pointe}}$	$f_{\text{de pointe}}$
(m/s)	*(kn)*	*(s)*	*(cps)*
5	9,7	3,9	0,254
10	19,4	7,9	0,127
15	29,2	11,8	0,085
20	38,9	15,7	0,064
25	48,6	19,7	0,051
30	58,3	23,6	0,042

m/s (= 0,285 U si U est en noeuds). On peut utiliser la période moyenne pour évaluer la longueur moyenne d'une vague, $\overline{L}$, dans une mer entièrement levée, en utilisant l'équation suivante :

$$\overline{L} = 3{,}41\ \overline{T}^2 \text{ (pi)}$$
$$\simeq 1{,}04\ \overline{T}^2 \text{ (m)}$$

où $\overline{T}$ est en secondes (voir le tableau 7.3). Les longueurs d'ondes sont cependant beaucoup plus variables que les périodes à cause de la présence de courtes vagues; les longueurs d'ondes sont généralement beaucoup plus courtes qu'on ne s'y attendrait en utilisant $\overline{T}$.

TABLEAU 7.3 Période moyenne ($\overline{T}$) et longueur d'onde moyenne ($\overline{L}$) en fonction de la vitesse du vent (U) pour une mer entièrement levée. Les valeurs sont tirées des équations suivantes: $\overline{T} = 0{,}554\ U$ (s) et $\overline{L} = 1{,}04\ \overline{T}^2$ (m). Les distributions de longueurs d'ondes ne sont pas connues; elles représentent donc une faible approximation des conditions moyennes de la mer.

Vitesse du vent		$\overline{T}$	$\overline{L}$
(m/s)	*(kn)*	*(s)*	*(m)*
5	9,7	2,8	8
10	19,4	5,5	32
15	29,2	8,3	72
20	38,9	11,1	128
25	48,6	13,9	200
30	58,3	16,6	287

En plus de la variation de fréquence associée à une mer qui s'enfle, il y a un accroissement rapide de l'énergie totale du champ de vagues, représenté par les aires successivement plus importantes sous les courbes spectrales. Dans le cas d'une mer entièrement levée, l'énergie totale, E_t, est proportionnelle à la cinquième puissance de la vitesse du vent; exprimée mathématiquement: $E_t \propto U^5$. L'accroissement d'un facteur de 2 de la vitesse du vent, par exemple une vitesse qui passe de 10 à 20 m/s, entraîne donc un accroissement d'un facteur de 32 de l'énergie contenue dans les vagues. Puisque E_t est proportionnelle au carré de la hauteur (H^2), la hauteur de la vague significative, dérivée à partir du spectre pour un vent à course et à durée illimitées, est donnée par $H_{1/3}$ = constante x $U^{5/2}$; une vitesse de vent double entraîne un accroissement d'un facteur de 5,7 de la hauteur de la vague significative. La constante est déterminée par des données réelles sur le vent et les vagues. Une mer est dite entièrement levée pour une vitesse de vent donnée lorsque toutes les composantes possibles de l'onde du spectre présentent la quantité d'énergie maximale. Les mers de tempête accompagnées de vent supérieur à environ 25 m/s (50 kn) atteignent rarement le stade de la mer entièrement levée. En effet, même si la course est suffisante, la durée de la tempête est généralement trop faible pour permettre aux vagues d'atteindre un déchaînement maximal. Il en est autrement dans l'océan Austral qui encercle l'Antarctique, où les courses sont longues et où les tempêtes, nombreuses et importantes, se succèdent rapidement et ont donc un effet comparable à celui d'une seule forte tempête de longue durée. Cet effet est la cause des tempêtes bien connues extrêmement violentes qui se manifestent en hiver au large du cap Horn (56°S). En fait, les vents de l'Antarctique peuvent être si violents que les capitaines

de gros voiliers les désignent par le bruit qu'ils produisent. La zone située entre le 40°S et le 50°S est connue sous le nom de « quarantièmes grondants », celle entre 50° et 60°S comme les « cinquantièmes mugissants », et la zone au nord du 60°S les « soixantièmes grinçants ».

La figure 7.11 montre également que la partie significative de chaque spectre d'onde se concentre, à mesure que le vent s'intensifie, dans une gamme de fréquences de plus en plus étroite. Le spectre peut donc se limiter aux parties médianes de l'échelle des fréquences, pour la prévision des ondes, dans le cas où les niveaux d'énergie sont inférieurs à un pourcentage minimal (environ 5 %) de l'énergie totale des vagues.

Échelle de Beaufort

L'échelle anémométrique de Beaufort (tableau 7.4) lie la vitesse du vent à l'apparence de la surface de la mer compte tenu de certains facteurs, notamment la hauteur de vagues ainsi que l'importance des brisants, des moutons, de l'écume et des embruns. Conçue à l'origine par l'amiral Beaufort, au début du XIX^{e} siècle, afin de faciliter la description des conditions de vents et de température entre des navires en marche, cette échelle a souvent été modifiée pour répondre aux besoins de la navigation moderne. Comme pour toute méthode d'observation subjective, l'échelle de Beaufort est loin d'être parfaite. Par exemple, l'état de la mer peut être décrit d'une façon très différente par deux personnes, ou encore des vagues déferlantes abruptes se propageant contre un courant opposé peuvent entraîner une surestimation de la vitesse réelle du vent. Des études ont également montré que, pour des vents de vitesse comparable, l'estimation du nombre de Beaufort varie si l'observation a été effectuée à partir de la côte ou en haute mer. En outre, la méthode connaît une application moindre dans le cas des eaux protégées à courses de vent limitées, où des mers entièrement levées ne peuvent se former. L'Organisation météorologique mondiale, à Genève, se penche présentement sur une échelle de Beaufort modifiée, différente de celle présentée au tableau 7.4.

Amortissement des vagues

La majeure partie de l'énergie transmise du vent aux vagues finit par se perdre sous forme de brisants près du rivage. De plus, d'autres processus redistribuent dans l'océan l'énergie des vagues localement et globalement, bien avant qu'elles n'atteignent la côte.

Surtout à cause des effets de dissipation du déferlement des vagues, celles-ci, dans le cas d'une mer parvenue à maturité ou entièrement levée, possèdent de l'énergie en quantité limitée. De plus, parce que la plupart des courses en haute mer ont une étendue finie, déterminée par le champ du vent, une portion de l'énergie s'échappe continuellement de l'aire de génération sous forme de houle. De plus, ce ne sont pas toutes les vagues qui sont générées lorsque le vent souffle dans une direction unique, si bien qu'un peu d'énergie des vagues passe toujours par les côtés de la course. La quantité d'énergie qui se perd de cette façon décroît rapidement lorsque l'angle entre la course et la direction du vent s'accroît, et moins de 10 % de l'énergie totale de la houle se propage à des angles supérieurs à environ 50° par rapport à la direction du vent. Lorsque le vent tombe, la diminution de la hauteur des vagues dans la course est principalement déterminée par la vitesse à laquelle le vent diminue et l'énergie s'échappe de l'aire de génération.

À l'extérieur de la course, le spectre d'énergie des vagues dans une direction donnée s'aplatit lentement à cause des effets combinés de la dissipation visqueuse interne, de l'étalement géométrique, de la dispersion, des vents opposés et des interactions vague-vague. Nous nous intéresserons à chacun de ces effets.

La dissipation interne, résultat du frottement inhérent (ou viscosité) du fluide et de la pellicule en surface, atténue rapidement les périodes des vagues lorsqu'elles sont inférieures à 2-3 s (courte longueur d'onde), mais a un effet négligeable sur les vagues à longue période. En d'autres mots, cet effet tend à écrêter le spectre des vagues, sans toucher du tout aux basses fréquences. À cause de l'amortissement visqueux, une onde qui a une période de 4 s se propage pendant environ 1 000 h, c'est-à-dire sur environ 23 000 km, en eau profonde avant que sa hauteur ne diminue de moitié. Par contre, une onde qui a une période de 1 s ne se propage que 4,3 h, sur une distance de 12 km, avant que sa hauteur ne soit deux fois moindre.

Un étalement géométrique se manifeste parce que toutes les vagues générées dans la course se propagent exactement dans le sens du vent. Plus la distance d'atténuation des vagues s'accroît, plus l'étroite bande d'énergie centrée au départ sur la direction du vent s'étale pour couvrir une région de plus en plus importante; la hauteur de la vague s'en trouve donc réduite. Un exemple courant d'étalement géométrique est donné par l'élargissement d'un faisceau lumineux venant d'une lampe de poche pour lequel l'intensité de lumière (ou l'énergie par unité de surface) diminue avec la distance. Comme le faisceau de lumière s'étale dans les trois directions, son intensité est inversement proportionnelle au carré de la distance; les ondes en surface ne s'étalant que dans deux directions, leur « intensité » diminue donc en proportion directe de la distance.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, la dispersion est un type de processus de filtration par lequel les vagues sont réparties selon leur période. Les ondes à période plus longue sont les premières à sortir de la course du vent parce qu'elles ont des vélocités de groupe plus importantes en eau profonde, que les ondes à courte période. Une réunion d'ondes à périodes différentes se transforme de plus en plus en groupes de houles ondulant faiblement, à mesure que la distance de l'aire de génération s'accroît. Les composantes des vagues sont donc moindres et, par conséquent, l'énergie totale des vagues pour une durée donnée diminue avec l'éloignement de la région océanique de la course initiale. En d'autres mots, l'énergie totale des ondes se disperse encore plus dans la direction de la propagation de la houle à cause des différences de vitesses de propagation des diverses composantes des vagues. De longues

TABLEAU 7.4 Échelle anémométrique de Beaufort

		Vitesse du vent		Effets du vent	
Beaufort	Description du marin	(*kn*)	(*m/s*)	sur la mer	sur la terre
0	Calme	0-1	0-0,5	comme un miroir	calme, la fumée s'élève verticalement
1	Très légère brise	1-3	0,5-1,5	rides ayant l'apparence d'écailles mais sans crêtes d'écume	le vent incline la fumée, la girouette demeure immobile
2	Légère brise	4-6	2,1-3,1	petites vaguelettes, leur crête a une apparence vitreuse, elles ne déferlent pas	les feuilles s'agitent, la girouette tourne, on perçoit le vent sur la figure
3	Petite brise	7-10	3,5-5,2	grosses vaguelettes, les crêtes commencent à déferler, l'écume est d'aspect vitreux, parfois quelques moutons épars	le vent agite les feuilles et les rameaux, les drapeaux commencent à s'agiter
4	Jolie brise	11-16	5,7-8,2	petites vagues; moutons assez fréquents	le vent souffle les papiers et la poussière, les menues branches se balancent
5	Bonne brise	17-21	8,7-10,8	vagues modérées prenant une forme plus allongée, formation de nombreux moutons, quelques embruns à l'occasion	les arbrisseaux se balancent doucement
6	Vent frais	22-27	11,3-13,9	de grosses vagues commencent à se former, les crêtes d'écume blanche sont plus étendues, habituellement quelques embruns	les grosses branches se balancent, les lignes hydro-électriques sifflent, les feux de circulation se balancent, les parapluies sont difficiles à contrôler
7	Grand frais	28-33	14,4-17,0	la mer se gonfle et l'écume blanche des vagues déferlantes commence à être soufflée en traînées qui s'orientent dans le lit du vent	les arbres se balancent, le vent gêne la marche d'un piéton, les automobilistes sentent la force du vent
8	Coup de vent	34-40	17,5-20,6	vagues de hauteur moyenne et plus allongées; les bords des crêtes se brisent avec écume, l'écume est soufflée en très nettes traînées orientées dans le lit du vent	le vent brise les petites branches, on éprouve de la difficulté à marcher contre le vent
9	Fort coup de vent	41-47	21,1-24,2	hautes vagues; denses traînées d'écume orientées dans le lit du vent, la mer est houleuse, les embruns peuvent réduire la visibilité	le vent arrache les bardeaux, les fenêtres peuvent être cassées, les arbres peuvent tomber
10	Tempête	48-55	24,7-28,3	vagues très hautes et à longues crêtes en surplomb, l'écume produite s'agglomère et est soufflée dans le lit du vent en épaisses traînées blanches, la surface de la mer apparaît blanche, le déferlement en rouleaux devient intense et brutal, la visibilité est réduite par les embruns	les arbres sont déracinés, les dommages à la structure de certains bâtiments sont considérables
11	Violente tempête	56-66	28,8-34,0	vagues de hauteur exceptionnelle, mer complètement recouverte de longs bancs d'écume orientés dans le lit du vent, de la mousse jaillit de toutes les crêtes, la visibilité est réduite par les embruns	ravages étendus, inondations considérables dans des régions basses si les vents soufflent du large
12	Ouragan	supérieure à 66	supérieure à 34	l'air est plein d'écume et d'embruns, la mer est entièrement blanche et la visibilité est très fortement réduite	

houles à faible énergie et à période d'environ 20 s annoncent souvent les tempêtes, car elles précèdent l'arrivée du gros des vagues de tempête. Les houles de fond bien connues sont des groupes de vagues longues issues d'une tempête éloignée et dont la hauteur et la période décroissent à mesure que la tempête s'atténue ou s'éloigne.

Bien qu'une saute du vent parvienne à réduire les vagues d'une mer qui se lève, des vents contraires n'entraînent qu'une diminution minimale des hauteurs de la houle. Il semblerait que, la plupart du temps, les profils longs, bas et faiblement accusés des houles offrent peu de résistance aux vents contraires.

Pourvu que leurs périodes, leurs longueurs d'onde et leurs directions de propagation simultanées répondent à une série de conditions, les vagues peuvent se transmettre de l'énergie l'une à l'autre. C'est par de telles interactions vague-vague qu'une portion d'énergie d'une vague donnée est transmise à une autre d'une période presque identique, mais de direction de propagation légèrement différente. Un transfert d'énergie s'effectue donc dans des directions différentes de celle du vent; ce processus est donc semblable à celui de l'étalement géométrique. Mais, contrairement à ce processus, les interactions vague-vague dans ce cas sont les plus efficaces près de l'aire de génération et jouent de moins en moins en s'éloignant de la course, la dispersion séparant les composantes des vagues selon leur période.

En résumé, les vagues à courte période, situées dans l'aire de génération d'une tempête, diminuent de taille sous l'effet de l'amortissement visqueux et du déferlement des vagues. D'autre part, les ondes à longue période ne sont que légèrement modifiées par le processus, les interactions vague-vague dans ce cas sont les vent en houles ondulant lentement. À mesure qu'elles s'éloigent de la course, les houles s'étalent et se dispersent; ce sont les ondes à période plus longue qui se propagent le plus rapidement. Dans la dissipation de l'énergie de la houle tout près de l'aire de génération, les interactions vague-vague sont importantes et l'étalement géométrique entraîne une légère diminution de la hauteur des vagues en s'éloignant de la tempête. Lorsque les vagues ont été transformées en houles régulières, elles peuvent se propager sur des milliers de kilomètres dans les océans mondiaux en ne perdant qu'une très faible quantité d'énergie. Snodgrass *et al.* (1966) a observé la trajectoire d'ondes de tempête qui avaient été générées près de l'Antarctique, jusqu'à Yakutat, en Alaska, sur plus de 10 000 km. Les vagues se déplaçaient en eau profonde à la vitesse de groupe appropriée à leur période et suivaient une route orthodromique, montrant ainsi que la rotation de la Terre avait un effet négligeable sur leur trajectoire. Des spectres d'ondes à 0, 1 000 et 10 000 km de l'extrémité de la course de la tempête (fig. 7.12) indiquent que la majeure partie de la dissipation de l'énergie des vagues s'est produite à proximité de l'aire de génération, et que la dissipation a été maximale pour les ondes à courte période. Peu d'énergie a été perdue au-delà de 1 000 km de l'aire de génération. Bretschneider (1952), en utilisant des données observées sur les vagues, a construit une série de courbes empiriques qui donnent la variation de la

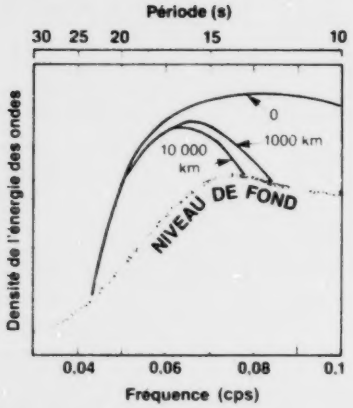


FIG. 7.12 Spectres des ondes générées par une tempête dans l'océan Pacifique-Sud, à 0, 1 000 et 10 000 km du front de la tempête. (Tiré de Snodgrass *et al.* 1966)

hauteur et de la période de la vague en fonction de la distance d'amortissement de la houle par rapport à l'extrémité et de la longueur de la course. Ces courbes montrent, par exemple, que plus les ondes sont hautes et abruptes, plus elles s'affaiblissent rapidement lorsqu'elles se dispersent hors de la course. Les courbes montrent, par exemple, que la hauteur significative d'une onde passe de 4,6 m (15 pi) à 2,3 m à la fin d'une course de 740 km (400 milles marins) et à environ 1,4 m lorsqu'elle a parcouru encore 2 800 km. D'autre part, la période significative de l'onde s'accroît, et une période initiale de 10 s passe à environ 12,6 s à 2 800 km de l'aire de génération.

Vents et ondes pour une course en mouvement

Une description des vagues océaniques ne serait pas complète si l'on ne considérait pas les configurations d'ondes générées par une dépression atmosphérique en mouvement. Donc, afin de compléter cette description, nous examinerons une tempête qui est arrivée à maturité et se déplace à une vitesse constante au-dessus de la haute mer, sans oublier qu'en réalité, la trajectoire et la vitesse d'une tempête se modifient la plupart du temps et que l'intensité et la course des vents qui l'accompagnent se modifient continuellement à mesure que la dépression croît puis disparaît.

Une dépression extratropicale entièrement développée typique est composée, dans le Pacifique-Nord-Est, d'un noyau de basse pression qui migre vers l'est et autour duquel soufflent des vents cycloniques. La région de la tempête peut être divisée en quatre secteurs approximatifs, chacun caractérisé par des directions, des vitesses et des courses de vent différentes (fig. 7.13). Dans un secteur donné, le vent engendre son propre champ d'ondes qui, selon la vitesse et la persistance du centre de la tempête par rapport aux vagues, peut être contaminé de houles en provenance de secteurs adjacents.

Un observateur situé à l'est du secteur A (fig. 7.13) sent d'abord, à l'approche de la tempête, des vents légers et réguliers venant du sud. Ceux-ci s'accompagnent de mers clapoteuses dans lesquelles les hauteurs et les périodes des vagues s'accroissent avec le temps, comme si elles étaient générées par une course de vent soudaine et isolée en provenance du sud. Si la vitesse de la tempête est inférieure à celle du groupe des ondes les plus longues qui s'étalent vers l'est à partir du secteur D, l'observateur sent également une faible houle de fond venant de l'ouest. Toutefois, cette houle est ensuite éclipsée, aux stades ultérieurs du développement de la

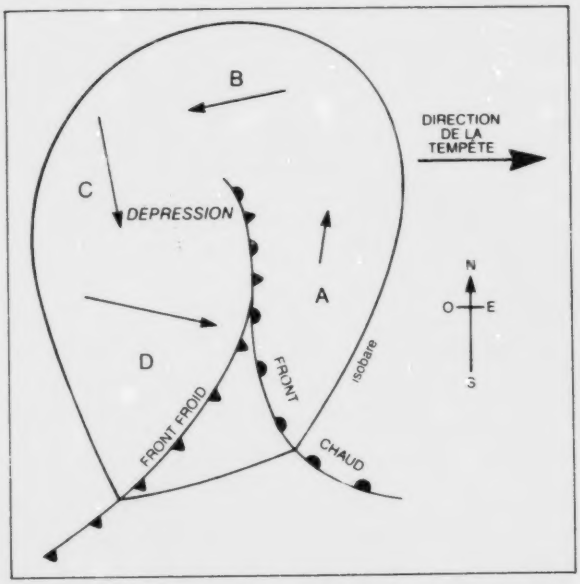


FIG. 7.13 Tempête en marche vers l'est, divisée en quatre secteurs selon les vents les plus importants. Les flèches indiquent la direction et la force relative des vents qui caractérisent chacun des secteurs (comparer avec la fig. 2.15d).

tempête par la houle du secteur A qui se dirige vers le nord et qui devient la plus longue et la plus haute de la tempête.

Avec l'arrivée de la bordure frontale du secteur D, les vents virent rapidement à l'ouest, les vagues deviennent abruptes et chaotiques et de fortes pluies se mettent à tomber. Dans ce secteur, les vents, les vagues et la tempête se déplacent dans la même direction, et les ondes subissent longtemps l'influence des vents les plus forts de la tempête et atteignent ainsi leur hauteur maximale. La croissance des vagues est beaucoup plus rapide que pour une course stationnaire de durée et de force comparables. (Dans la pire situation possible, où une tempête se déplacerait à la même vitesse que les vagues les plus hautes du secteur D, le malheureux marin essuierait une brusque saute de vent de 90° ainsi que des coups de vent accompagnés de mers entièrement levées venant de l'ouest). Les vagues résiduelles en provenance du sud ainsi qu'une forte houle rayonnant vers l'intérieur à partir du secteur C rendent la mer encore plus chaotique. Des vagues désordonnées peuvent persister longtemps après le passage de la tempête. À cause de l'alignement des vents qui soufflent dans la direction de propagation de la tempête, la houle de ce secteur est heureusement la plus faible et la plus courte.

L'observateur posté à l'est du secteur B est en meilleure position que son collègue posté à l'est du secteur A. Les houles générées par les vents de plus en plus violents du secteur B s'éloignent de lui. De plus, les ondes et la tempête se déplacent dans des directions opposées. Ainsi l'énergie s'échappe sans cesse de la course et limite le taux de croissance et la hauteur maximale des vagues dans la mer. En outre, la houle relativement haute qui se propage vers le nord à partir du secteur A est peu dispersée lorsqu'elle a traversé la tempête dans le sens de la largeur et ne présente en général aucun problème. Le deuxième observateur noterait, lors du passage du centre de la tempête vers le sud, un mouvement lévogyre graduel du vent vers le nord, dont la vitesse demeurerait relativement constante. Les mers seraient encore limitées par la course relativement courte. Après le passage de la dépression, le marin fatigué ne remarquerait dans sa région que quelques houles venant du secteur B.

En résumé, dans l'hémisphère nord, les vagues au nord d'une tempête en progression sont généralement moins extrêmes qu'elles ne le sont au sud, quoique les deux régions soient exposées à des vents dont la vitesse et la persistance moyennes ainsi que la course totale se ressemblent. Au sud, la tempête s'avère plus dangereuse parce que les vents dans le secteur D sont plus importants que dans les autres secteurs et que la course et les vagues se déplacent avec la tempête en emprisonnant l'énergie des vagues. Non seulement les vagues atteignent leur hauteur maximale dans cette région, mais leur taux de croissance est également le plus élevé. D'autre part, lorsqu'une tempête s'avance beaucoup plus lentement que les ondes qu'elle génère, la houle peut laisser échapper beaucoup d'énergie du secteur D. Dans ce secteur, les ondes seraient encore les plus hautes, mais le taux de croissance et les niveaux d'énergie finals seraient réduits par rapport à ceux d'une tempête qui progresserait rapidement.

Chapitre 8. Ondes en eau peu profonde

Les ondes commencent à « sentir le fond » et à régler leur vitesse sur la bathymétrie locale lorsque la profondeur de l'eau est inférieure à 1/4 de la distance crête-crête entre des ondes successives en eau profonde. Plus l'exhaussement croît, plus il agit sur la propagation des ondes jusqu'à ce que, à des profondeurs inférieures à 1/20 de la longueur des ondes, la propagation se trouve entièrement sous l'influence du fond.

Lorsque l'onde passe en eau peu profonde, sa vitesse de propagation subit deux modifications importantes. Premièrement, elle se propage exactement à la même vitesse que le groupe, tandis qu'en eau profonde, sa vitesse est deux fois supérieure à celle du groupe. Deuxièmement, la vitesse de l'onde est directement proportionnelle à la racine carrée de la profondeur de l'eau, alors qu'en eau profonde, sa vitesse est totalement indépendante de la profondeur. De façon plus précise, en eau profonde, la vitesse de l'onde C_d égale $\sqrt{gL/2\pi}$, où L est la longueur d'onde et g est l'accélération de la pesanteur, alors qu'en eau peu profonde, $C_s = \sqrt{gD}$, où D est la profondeur totale d'eau sous l'onde. La première modification fait qu'en eau peu profonde, il est possible d'avancer sur une vague comme le font les surfeurs. Dans ce cas, les ondes se comportent comme une série d'ondes solitaires et indépendantes plutôt que comme un groupe d'ondes étroitement liées à l'intérieur d'un train. La deuxième modification cause l'important phénomène de la réfraction : l'onde décrit une courbe lorsque sa vitesse est modifiée par un facteur quelconque. (De la même façon, les mirages et le miroitement au-dessus du bitume chaud sont produits par la réfraction d'« ondes » de lumière lorsque celles-ci traversent des couches d'air de température différente. La courbure se manifeste parce que la vitesse de la lumière s'accroît lorsque l'air se réchauffe. De même, comme l'illustre la figure 8.1, une rame dont l'extrémité dépasse la surface de l'eau semble se courber.) Les ondes en eau intermédiaire sont aussi réfractées par le fond, quoique plus faiblement que les ondes en eau peu profonde.

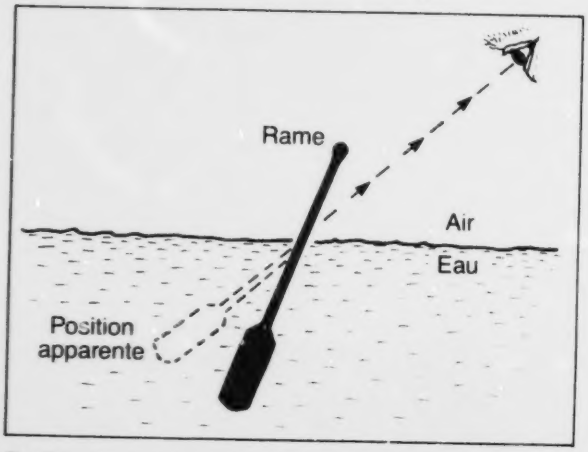


FIG. 8.1 Courbure apparente d'une rame causée par la réfraction de la lumière qui passe de l'eau à l'air. La vitesse de la lumière s'accroît à mesure que décroît la densité du milieu traversé; les rayons lumineux qui émergent de l'eau se courbent donc vers la surface de la mer. La projection de la trajectoire du rayon qui atteint les yeux de l'observateur fait apparaître la rame courbée et légèrement plus petite qu'elle ne l'est en réalité.

Réfraction

La courbure des systèmes d'ondes en eau peu profonde vient de ce que la vitesse des ondes dépend directement de la profondeur. Si une partie de la crête (ou du creux) d'une vague se trouve en eau plus profonde qu'une partie adjacente de la même crête (ou creux), la première se déplace plus rapidement et le front de l'onde se courbe. La courbure se fait toujours de façon que l'onde s'aligne davantage sur les courbes bathymétriques (fig. 8.2). C'est la raison pour laquelle

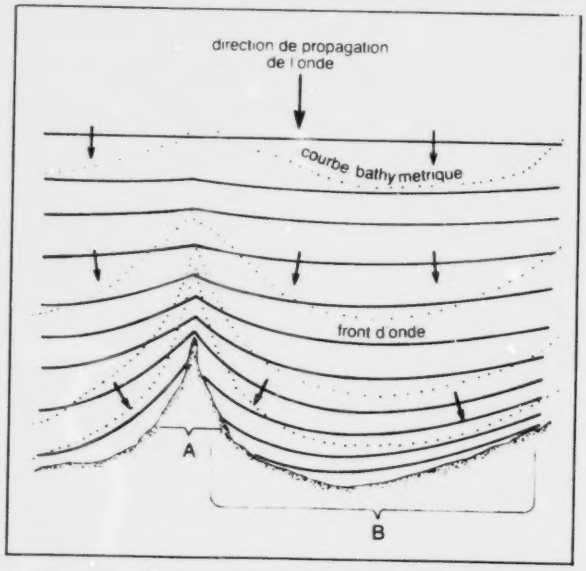


FIG. 8.2 Réfraction des ondes océaniques arrivant près d'une côte. La profondeur exprimée par les courbes bathymétriques (pointillées) diminue en direction de la rive. Les crêtes d'onde (lignes continues) se propagent selon la direction exprimée par les flèches ou « rayons ». Les ondes convergent vers la crête sous-marine et la pointe de terre qui lui est associée, A, et divergent vers l'extérieur, dans l'échancrure, B.

les vagues sur la plage sont toujours parallèles à la ligne du rivage juste avant de déferler, même si elles s'approchaient au départ dans une direction très oblique par rapport à la plage. Le vieux dicton selon lequel « les pointes de terre tirent les vagues » reflète le phénomène de la réfraction qui tend à concentrer les vagues près des caps mais à les étaler dans des baies. La réfraction entraîne également la concentration des ondes au-dessus des crêtes sous-marines et l'étalement au-dessus des

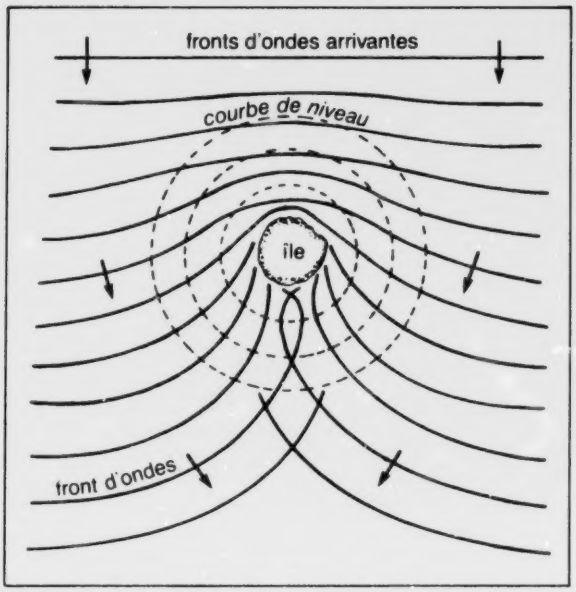


FIG. 8.3 La réfraction de la houle autour d'une île presque circulaire produit un entrecroisement dans la zone d'ombre. Les lignes discontinues représentent les courbes de niveau, et les profondeurs s'accroissent vers l'extérieur.

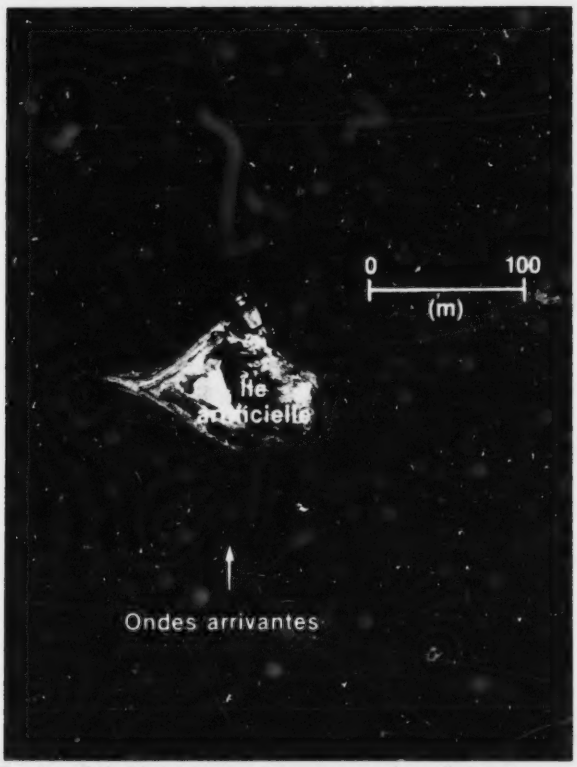


FIG. 8.4 Réfraction des vagues de vent par une île artificielle (Netserk F-40) dans la mer de Beaufort, immédiatement du côté mer du delta du Mackenzie (juillet 1978). Les profondeurs de l'eau sont généralement de 10 m dans cette région. Les ondes réfractées se brisent parallèlement à la ligne du rivage et forment un entrecroisement dans la zone abritée de l'île. Les ondes réfractées se courbent rapidement. (Avec l'autorisation de F. Stephenson)

canyons sous-marins, et explique l'existence d'entrecroisements du côté abrité des îles, là où on s'attendrait à une mer calme (fig. 8.3, 8.4). Finalement, les ondes longues, telles les houles, se courbent encore plus que les ondes courtes simplement parce qu'elles « sentent le fond » beaucoup plus tôt et sont donc influencées plus rapidement par sa topographie variable.

La réfraction est en grande partie responsable des mers désordonnées entourant des hauts-fonds situés au large, tel le banc Swiftsure. Ainsi, des houles venant du sud-ouest et dont les longueurs d'ondes seraient supérieures à 120 m seraient déviées en passant au-dessus du banc (dont la profondeur minimale est d'environ 30 m); l'énergie des ondes se concentrerait du côté nord. C'est dire que le banc Swiftsure agit comme une énorme « lentille » imparfaite qui tend à concentrer l'énergie de la houle vers le rivage de l'île Vancouver entre les pointes Pachena et Carmanah.

Ce phénomène de la réfraction explique également, en partie, la tendance de la houle à décroître en hauteur dans le détroit Juan de Fuca. Les houles se courbent vers l'extérieur en se propageant dans le détroit, véritable vallée sous-marine, car celle-ci s'approfondit en direction du milieu du chenal. L'énergie d'une houle donnée s'étale donc et la hauteur des ondes diminue. Bien sûr, les ondes finissent par se retrouver presque alignées sur les courbes de niveau et se brisent sur le rivage en perdant leur énergie. À la longue, les ondes s'affaiblissent généralement de plus en plus en pénétrant le long de l'axe du détroit.

Diffraction

Dans les cas où des vagues frappent un obstacle en saillie, par exemple une jetée, un brise-lames ou un promontoire très pointu, une partie de l'énergie des vagues se déplace vers la zone d'ombre située derrière l'obstacle. C'est ce qu'on appelle le processus de diffraction. Des ondes appréciables peuvent donc exister du côté abrité d'un brise-lames naturel ou artificiel qui semblerait offrir un mouillage bien protégé. En pareil cas, les ondes diffractées n'ont pas tourné le coin par le processus de la réfraction, mais sont nées à la pointe de l'obstacle, qui agit comme une source d'ondes en dispersant les ondes arrivantes dans toutes les directions (fig. 8.5A). (La diffraction des ondes lumineuses au bord d'un obstacle explique le flou des ombres.)

La hauteur des ondes diminue en général rapidement du côté abrité d'un obstacle, mais, dans certaines régions proches de la « ligne de visée » des vagues arrivantes, l'amplitude des ondes s'accroît. Comme l'indique la figure 8.5B, le goulet dans un brise-lames à l'entrée d'un port ou entre deux flèches de sable peut également engendrer un mode de diffraction complexe. C'est le cas du port de la marina de Oak Bay près de Victoria, relié par l'étroit goulet d'une barrière artificielle aux eaux du détroit Juan de Fuca (voir la fig. 2.37A). Des systèmes d'ondes causées par la diffraction apparaissent également derrière les jetées Steveston, Iona et du bras nord à l'embouchure du Fraser, de même que du côté abrité du brise-lames de la pointe Ogden à l'entrée du port de Victoria.

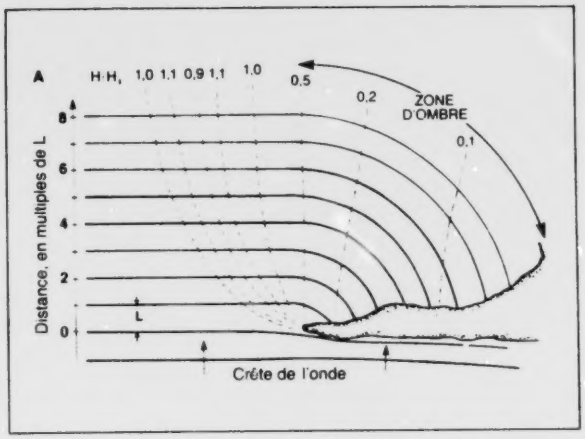


FIG. 8.5A Diffraction d'une série d'ondes arrivantes par un promontoire ou une jetée; les ondes pénètrent dans la zone d'ombre à forme géométrique située derrière l'obstacle. Les lignes discontinues donnent le rapport hauteur de l'onde locale (H) – hauteur incidente (H_i). Les distances sont données en multiples de la longueur de l'onde arrivante, L.

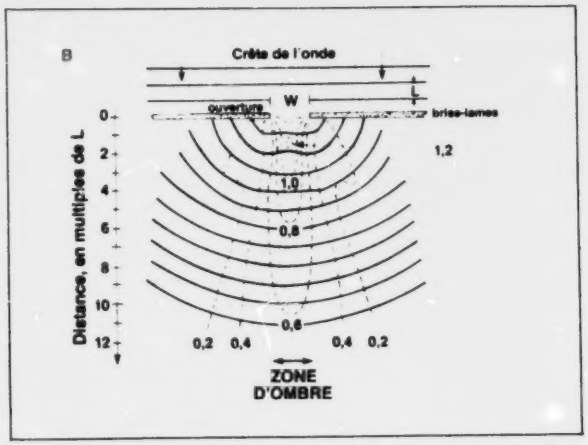


FIG. 8.5B Diffraction des ondes à l'ouverture du brise-lames dont la largeur, W, est deux fois supérieure à la longueur d'onde, L. Les lignes discontinues représentent le même rapport qu'en A. (Tiré du U.S. Army Coastal Engineering Research Center 1977).

Réflexion

Outre les effets de la réfraction et de la diffraction, les vagues qui battent la côte peuvent aussi être partiellement ou totalement réfléchies vers la mer. La proportion d'énergie des vagues arrivantes réfléchies par une côte dépend de la pente de la plage et de la longueur d'onde des vagues. Plus les vagues sont longues pour une pente donnée, plus la réflexion est importante, parce que le changement de profondeur pour chaque longueur d'onde varie davantage dans le cas des ondes les plus longues; la plage est relativement plus abrupte pour ces ondes que pour les ondes les plus courtes.

Dans le cas de la houle et des vagues de vent qui se propagent sur des plages à déclivité inférieure à environ 10 %, la quasi-totalité de l'énergie des ondes se transmet aux brisants, et le reste, aux ondes réfléchies qui retournent vers la mer. Les plages en pente faible absorbent presque totalement les ondes. L'énergie perdue par les vagues déferlantes sert à former des courants, des turbulences et des bruits et à transporter des sédiments de la plage. Plus le front de plage est abrupt, plus la quantité d'énergie des vagues réfléchies par le rivage est importante. Dans le cas extrême d'une falaise ou d'un mur vertical qui avance sous la surface de l'eau à une profondeur égale à plusieurs hauteurs d'ondes, les vagues sont totalement réfléchies et renversent leur direction en ne perdant que peu de hauteur. Ce phénomène est courant le long des côtes accidentées de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington et produit le même effet dans le cas où des vagues de vent semblent rebondir sur la coque d'un gros navire.

Lors du phénomène de la réflexion, les ondes réfléchies se propagent à partir du point de contact le long d'un angle égal mais opposé à celui auquel est arrivée la vague incidente, tout comme est réfléchie la lumière qui frappe un miroir (fig. 8.6). Les ondes qui s'approchent

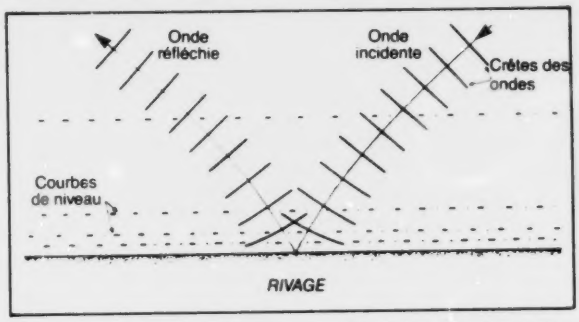


FIG. 8.6 Réflexion des ondes par une côte relativement abrupte. Les ondes sont légèrement réfractées avant d'être réfléchies, puis réfractées de nouveau lorsqu'elles se propagent vers la mer.

directement d'une falaise verticale et lisse sont donc réfléchies le long de la même trajectoire que celle qu'ont suivie les ondes arrivantes, entraînant la formation d'ondes stationnaires et de clapotis à proximité de la falaise. Une mer clapoteuse et désordonnée tend à se manifester tout près de rivages abrupts si les ondes frappent la falaise à un certain angle. Dans ce cas, les irrégularités inhérentes de la ligne du rivage dispersent les vagues arrivantes dans toutes les directions plutôt que dans une seule.

Pour certaines pentes de plages et longueurs d'ondes, la réfraction peut se combiner à la réflexion et « emprisonner » une partie de l'énergie des vagues incidentes le long de la plage, tel que l'illustre schématiquement la figure 8.7. L'onde réfléchie tente de retourner à la mer mais est ramenée en courbe vers le rivage par la topographie du fond, et ce processus se répète. Le plus souvent, l'« emprisonnement » est loin d'être parfait, puisque les irrégularités de la bathymétrie et des systèmes d'ondes permettent à une fraction de l'énergie des vagues de retourner vers la mer après chaque réflexion. Ce phénomène ainsi que d'autres effets, notamment le frottement, réduit la hauteur des ondes emprisonnées qui se déplacent parallèlement à la plage, et les

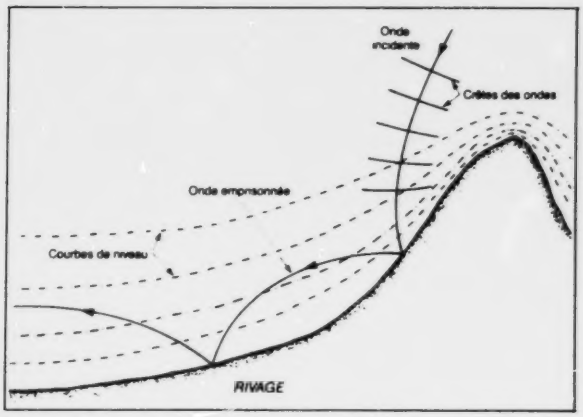


FIG. 8.7 Des ondes arrivantes sont emprisonnées par l'effet combiné de la réflexion et de la réfraction à la ligne du rivage. Pour certaines longueurs d'ondes et pentes du fond, des séries d'ondes incidentes ne peuvent retourner vers la mer après la réflexion et sont confinées à la zone voisine de la côte. Le frottement et une faible perte d'énergie des vagues retournant vers la mer réduisent peu à peu la hauteur des vagues le long du rivage.

ondes disparaissent à la longue. Il est maintenant acquis, grâce aux observations, que la houle est fréquemment emprisonnée au-dessus des larges plages côtières et que l'énergie des marées et des tsunamis est souvent transmise aux régions de la plate-forme continentale. De même, les îles, les monts sous-marins et les bancs situés au large emprisonnent l'énergie des mouvements maréaux et sont donc la cause des mouvements complexes des marées et des courants qui les entourent.

Accroissement de la pente des vagues

La vague qui passe d'un grand fond à un petit fond modifie sa hauteur et sa longueur ainsi que sa vitesse. Seule la période demeure inchangée. Contrairement à la croyance populaire, la vague ne grandit pas dès que celle-ci pénètre dans une région de hauts-fonds. En fait, la hauteur de la vague décroît d'abord, mais de moins de 10 % de sa hauteur en eau profonde (fig. 8.8). Des

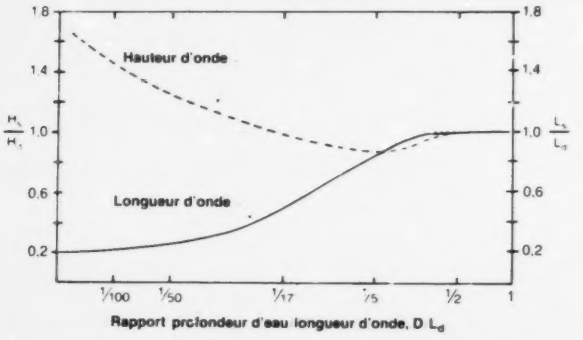


FIG. 8.8 Une variation de la hauteur de l'onde (ligne discontinue) et de la longueur d'onde (ligne continue) résulte de l'exhaussement. Le rapport H_s/H_d et la hauteur de la vague en eau peu profonde, divisée par la hauteur en eau profonde; le rapport L_s/L_d est la longueur d'onde en eau peu profonde divisée par la longueur d'onde en eau profonde. (Tiré de King 1966)

études ont montré que cet abaissement des vagues se fait lorsque les profondeurs d'eau ont des valeurs situées entre la 1/2 et le 1/17 de la valeur de la longueur d'onde. Par exemple, l'amplitude d'une vague longue de 170 m commencerait à décroître au moment où la profondeur d'eau ne serait plus que de 85 m et ne retrouverait sa valeur initiale qu'au moment où la profondeur ne serait plus que de 10 m. Lorsque le rapport profondeur–longueur d'onde est inférieur à 1/17, la hauteur s'accroît rapidement jusqu'à ce que le point de déferlement soit atteint.

La longueur d'une vague en eau peu profonde, contrairement à sa hauteur, diminue continuellement avec l'exhaussement (fig. 8.8), et ce, à un taux proportionnel à celui auquel décroît la vitesse de la vague. Cette réduction de l'écart crête–crête accroît la pente de la face de la vague qui entre dans les hauts-fonds. La pente de la vague augmente d'abord faiblement parce que sa tendance à devenir plus abrupte lorsque sa longueur d'onde diminue est partiellement entravée par son amplitude faible au départ. Par contre, dès que le rapport profondeur/longueur d'onde atteint 1/17 de la pente, sous l'effet conjugué de la profondeur et de la longueur d'onde, la pente s'accroît rapidement.

La variation de la pente de la vague s'accompagne d'un changement de sa forme; les crêtes deviennent plus étroites et plus pointues, et les creux, plus larges et plus aplatis. Ces modifications sont les plus remarquables dans le cas des houles longues et basses, qui passent de crêtes ondulantes en eau profonde à des crêtes pointues et visibles en eau très peu profonde.

La vague qui s'approche du rivage augmente plus ou moins sa hauteur selon de nombreux facteurs, notamment sa forme, la pente de la plage et le caractère du fond. En gros, la hauteur d'une vague arrivante s'est accrue d'un facteur d'environ 1,5 au moment où elle se brise. Le tableau 8.1 présente des valeurs plus exactes qui montrent que la hauteur des vagues arrivantes s'accroît en fonction de la pente de la plage ou de la longueur d'onde. Lorsque les vagues sont longues, elles s'accroissent donc davantage; les plages escarpées accroissent les hauteurs d'onde plus fortement que ne le font les plages à pente douce.

TABLEAU 8.1 Rapports hauteur des brisants/hauteurs des houles en eau profonde pour quatre différentes pentes de plages et pour deux valeurs du rapport hauteur de la vague arrivante/longueur d'onde. Par exemple : la valeur de 1,60 montre que, dans le cas où la pente de la plage a 5 % (ou 1 sur 20) et de houles de longueur égale à 100 fois leur hauteur, les brisants sont 1,6 fois plus hauts que ne l'était la vague en eau profonde. Les valeurs s'appliquent à des houles basses plutôt qu'à des vagues abruptes dont la croissance serait moindre. (Tiré d'Iversen 1952)

Pente (%)	Hauteur du brisant ÷ hauteur en eau profonde	
	$\frac{\text{hauteur}}{\text{longueur}} = 0{,}01$	$\frac{\text{hauteur}}{\text{longueur}} = 0{,}02$
2	1,31	1,12
3,3	1,43	1,23
5	1,60	1,31
10	1,76	1,40

La pente d'une vague s'accroît lorsque celle-ci « sent le fond »; ce phénomène entraîne l'amplification des houles longues au-dessus des régions peu profondes de la plate-forme continentale.

Déferlement

Deux raisons principales expliquent le déferlement des ondes en eau peu profonde : 1) la vague devient si abrupte qu'elle ne peut plus supporter son propre poids et la crête s'écroule. Comme nous l'avons dit au chapitre 6, ce phénomène se présente en général lorsque la hauteur de la vague atteint une valeur égale à $^1/_7$ de sa longueur d'onde; ou 2) la vitesse de l'eau qui circule autour de la crête de la vague est supérieure à la vitesse de la vague; l'eau de la crête dépasse donc la vague qui s'écroule et se brise. Les ingénieurs océanographes se fient à la règle empirique qui veut qu'une vague se brise lorsque sa hauteur est supérieure aux $^3/_4$ de la profondeur locale d'eau. Une houle de 3 m se briserait dans 4 m d'eau (la profondeur d'eau est toujours mesurée à mi-chemin entre la crête et le creux). Comme nous l'avons déjà dit, la vague qui se brise a alors une hauteur environ 1,5 fois plus grande que lorsqu'elle était en eau profonde.

Il est possible de classer les brisants en quatre catégories définitoires : les brisants déversants, plongeants, croulants, et à gonflement, bien qu'en réalité, ces classes se recoupent. Les brisants déversants présentent une crête turbulente et écumante (fig. 8.9). La vague conserve son identité et diminue graduellement en hauteur jusqu'à ce qu'elle déferle dans la zone des brisants sur le rivage. Les brisants de ce type se forment lorsque des vagues abruptes en eau profonde avancent sur une plage en pente douce, souvent sableuse. Ils forment les rangées de brisants qui caractérisent en général de nombreux hauts-fonds et plages larges le long de la côte extérieure. La crête des vagues se courbe et s'écrase dans l'eau de la vague précédente qui s'éloigne, en entraînant, dans une gerbe d'eau, les brisants plongeants. Ce type de brisant résulte d'ondes en eau profonde relativement basse qui avancent sur une plage abrupte; les plages caillouteuses sont souvent léchées par des brisants plongeants. Un brisant croulant est semblable à un brisant plongeant. Par contre, le point initial, sur le front vertical de l'onde, à partir duquel est issue la langue d'eau courbe se trouve en deçà de la hauteur maximale de la vague. De plus, la vague s'écroule sur un front de plage exposé plutôt que, comme dans le cas des brisants plongeants, dans l'eau associée à la vague précédente. Finalement, au lieu de se briser, les vagues peuvent conserver un profil relativement uni qui monte et descend la plage en ne produisant qu'un peu d'écume et de turbulence; c'est ce qu'on appelle les brisants à gonflement.

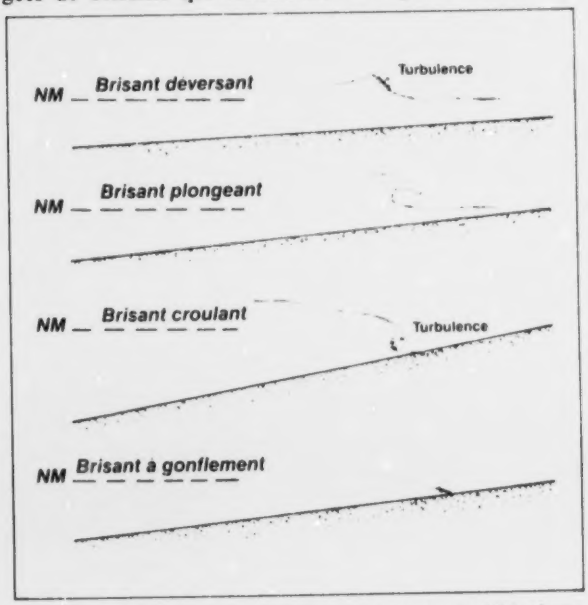


FIG. 8.9 Coupe transversale de quatre types de brisants (NM, niveau moyen approximatif de la mer). (Tiré de Galvin 1972)

Les observations montrent que, à plage donnée et à ondes de période constante, le type de brisant se modifie en fonction de la hauteur de la vague arrivante. À mesure que s'accroît la hauteur des vagues, les brisants passent par les formes suivantes : à gonflement, croulante, plongeante, déversante. La diminution continuelle de la pente de la plage produit la même suite de brisants pourvu que la hauteur et la période de la vague soient fixes; de même, si la période de la vague décroît et que la pente de la plage et la hauteur de la vague soient fixes, les brisants se modifient selon cette suite.

On appelle zone de déferlement la région comprise entre la ligne des brisants, délimitée par la première série de brisants et le rivage. On appelle zone de va-et-vient la zone comprise entre les derniers brisants et la terre découverte (voir la fig. 2.16).

Dérives littorales

Les vagues déferlantes engendrent parfois des courants parallèles à la ligne du rivage dans la zone de déferlement. Ces dérives littorales, ou courants littoraux, se manifestent parce que chaque vague pousse l'eau vers l'avant lorsqu'elle se brise. Elles se forment lorsque les crêtes des vagues déferlantes s'approchent obliquement par rapport au rivage ou lorsqu'une gradation des hauteurs des brisants se présente d'une section à une autre de la zone de déferlement.

Dans le premier cas, l'effet cumulatif de nombreux brisants sur une certaine période produit directement cette dérive. Afin que celle-ci s'écoule parallèlement à la ligne du rivage, les vagues doivent se briser en formant un angle par rapport au rivage, alors que chaque brisant a tendance à pousser de l'eau le long de la plage. La composante vers la côte de chaque poussée d'un brisant ne produit pas, d'autre part, un courant vers la côte, car l'effet est restreint par un gradient de pression qui s'exerce vers le large. Dans le cas de ce processus, les vagues courtes produisent des dérives plus fortes que les vagues longues de la même hauteur parce qu'elles sont moins soumises à la réfraction et s'approchent le plus souvent en formant un angle par rapport à la plage. Des

courants supérieurs à 50 cm/s peuvent être engendrés de cette façon durant les périodes prolongées où les vagues sont hautes.

Dans le deuxième cas, les brisants élevés accumulent plus d'eau dans la zone de déferlement que les brisants bas, indépendamment de la façon dont ils s'approchent du rivage. Un courant s'établit donc parallèlement à la rive pour éloigner l'eau des zones de brisants importants. Ce processus ainsi que celui décrit précédemment sont la cause fréquente de dérives littorales le long de la côte ouest de l'Amérique du Nord. Des courants de cette nature sont également engendrés sur les vastes hauts-fonds du détroit de Géorgie, tels les bancs Roberts et Sturgeon au large de l'embouchure du Fraser. Le transport de sédiments et de polluants ainsi que l'érosion des lignes de rivage sont des aspects techniques importants de ces courants. Le cap-pointe Ediz et la flèche Dungeness sur la rive sud du détroit Juan de Fuca sont de vastes accumulations de sédiments créées en partie par les dérives littorales qu'ont établies les vagues qui se propagent en majorité vers l'est et se brisent dans le détroit.

Courants sagittaux

L'étendue, le long de la rive, d'un courant littoral est toujours limitée et l'eau qui s'est accumulée dans la zone de déferlement sous l'action des brisants doit finalement retourner à la mer. Ce retour s'effectue souvent par une série de forts courants étroits qu'on appelle des courants sagittaux, ou courants d'arrachement, qui s'écoulent à travers la zone de déferlement directement vers la mer. On dit que la dérive littorale « alimente » le courant sagittal. (La figure 8.10 illustre un régime de courant typique d'une zone de déferlement). Les courants sagittaux peuvent atteindre des vitesses de 1-1,5 m/s (2-3 kn) dans la zone de déferlement, mais s'étalent et ralentissent lorsqu'ils sont à l'extérieur de cette zone. Le lieu de ces courants est souvent marqué par de profonds chenaux qui traversent les barres de sable et qui donnent à l'eau une apparence plus sombre. Les vagues, à cause des profondeurs accrues, ne se brisent que rarement dans les chenaux à clapotis, bien que, sous l'effet du courant sagittal opposé, de très petites vagues forment une mer courte composée de clapots semblables à ceux engendrés par le vent. Une dérive littorale remarquable, produite par d'importantes houles océaniques qui se brisent sur la côte découverte du Pacifique, se manifeste le long des plages de la Californie du Sud. Les courants sagittaux ont la forme d'intenses écoulements qui se dirigent vers la mer en passant par des chenaux profonds, étroits et sans brisants. Un jour où il se laissait porter par les vagues au large de la plage Long (île Vancouver) et de la plage Kalaloch (péninsule Olympic), l'auteur a observé des dérives littorales relativement fortes et des courants sagittaux distincts dans la zone abritée de rochers et de hauts-fonds au large.

La façon dont les courants sagittaux se forment n'est pas encore entièrement connue, bien qu'il semble que le lieu et l'intensité de ces courants dépendent de la topographie sous-marine, de la configuration de la côte ainsi que de la hauteur et de la période des vagues. Quiconque s'avance dans la zone de déferlement devrait s'attendre à être brusquement poussé vers la mer. Selon tous les experts, il est préférable de ne pas combattre ce courant mais de le traverser à la nage. Parce que les courants sagittaux sont toujours étroits, le nageur se retrouve bientôt dans une zone où l'écoulement est réduit et où les ondes qui se propagent vers la rive auront tendance à l'y transporter. Il peut être utile de

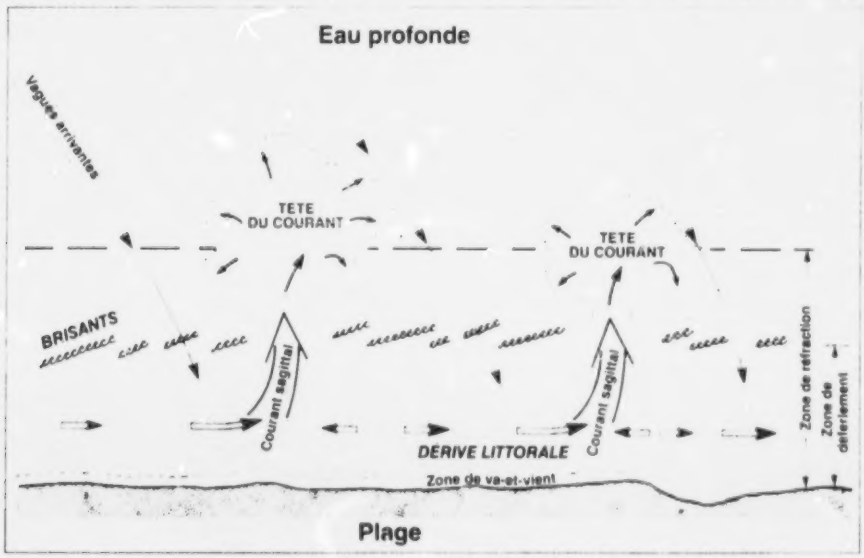


FIG. 8.10 Schéma qui montre la circulation côtière engendrée par des vagues déferlantes qui avancent vers la rive en formant un angle par rapport à la plage. La réfraction débute lorsque les vagues atteignent la zone de réfraction à une profondeur égale à la moitié de la longueur des ondes arrivantes. Le courant sagittal diverge et s'affaiblit à la tête. Un système semblable se manifeste si les vagues s'approchent à angle droit par rapport à la plage, mais les brisants du côté gauche sont plus hauts que ceux du côté droit.

savoir que les courants sagittaux et les dérives littorales s'accroissent lors de la marée descendante, notamment juste après la marée basse lorsque l'eau qui s'écoule de la plage se dirige vers les chenaux à clapotis, plus profonds, où elle s'ajoute à l'écoulement vers la mer. Cet effet se manifeste particulièrement le long des plages des côtes de l'État de Washington et de la Colombie-Britannique, où l'amplitude de la marée est importante. Pour certains, cependant, les courants sagittaux ne sont pas des dangers présents dans la zone de déferlement. Les amateurs de surf, de voile et de plongée, qui savent profiter de ces courants vers la mer, sont transportés au-delà de la zone de déferlement en eau profonde. Les courants sagittaux peuvent également servir à la dispersion des matières polluantes déchargées dans la région côtière.

On a commencé à étudier les courants sagittaux au début des années 1940 sur les plages de la Californie, où l'on a découvert qu'ils font partie des cellules de circulation voisines de la côte, semblables à celles de la figure 8.10. Une série de cellules et de courants connexes s'étendent souvent tout le long de la plage. La distance, le long de la rive, entre les courants sagittaux est à peu près égale à 4 fois la distance entre la ligne du rivage et le milieu de la zone de déferlement. Les premières observations ont montré que la vitesse et l'étendue, côté mer, de ces courants sont liées à la hauteur des vagues arrivantes et que ces courants se situent loin des brisants les plus importants. Là où les vagues se brisent en formant un angle oblique par rapport aux plages étendues, les courants sagittaux migrent lentement le long de la plage en direction de la dérive littorale. On croît maintenant que les courants sagittaux sont liés à la dénivellation littorale due aux vagues, soulèvement de la mer au-dessus du niveau d'équilibre produit par les vagues déferlantes. Les dérives littorales s'éloignent des régions de forte dénivellation due aux vagues (brisants les plus élevés) et alimentent les courants sagittaux qui s'écoulent vers la mer, près du rivage, dans des régions de dénivellation moindre (brisants les moins élevés). Le problème de l'emplacement et de la force des courants sagittaux se limite donc à la compréhension de la variation du niveau des vagues le long de la côte.

La réfraction des vagues est le mécanisme le plus évident capable de produire ces variations, par lesquelles les divers niveaux du fond au large amènent l'énergie des vagues à se concentrer en une seule région pour produire de hautes vagues et à diverger dans une région adjacente pour produire de faibles vagues. Des canyons sous-marins et des dorsales peuvent engendrer de cette façon des courants sagittaux (fig. 8.11). La réfraction serait peut-être également responsable de la configuration de courants sagittaux le long de la plage Long sur la côte ouest de l'île Vancouver (fig. 8.12). La

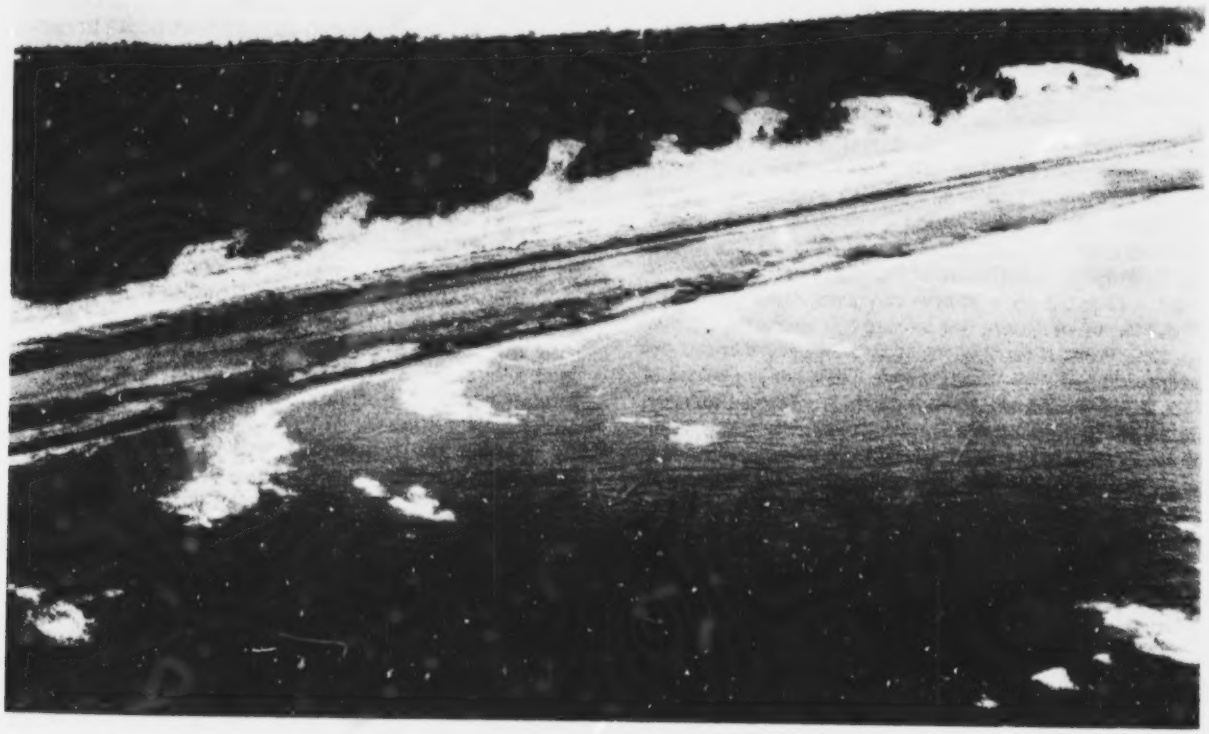


FIG. 8.11 Cellules sagittales modifiées (cellules de circulation horizontale) près de la flèche Rose, îles Reine-Charlotte, juillet 1979. Les cellules rythmiquement espacées sont causées par les vagues qui se brisent sur des barres reliées au rivage; la circulation se fait en direction de la rive le long des barres transversales et en direction de la mer sous la forme de courants sagittaux à mi-chemin entre les barres. Les grosses dunes côté terre de la plage font environ 10 m de hauteur et, poussées par de forts vents du sud-est, envahissent la forêt. (Avec l'autorisation de J. Harper)

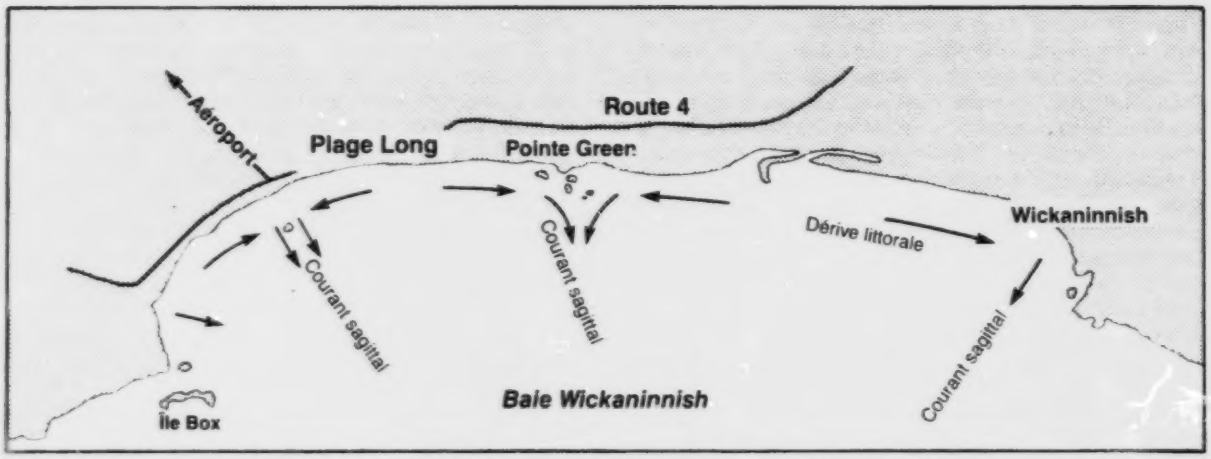


FIG. 8.12 Dérive littorale et courants littoraux prédominants pendant l'été dans la baie Wickaninnish (plage Long) sur la côte ouest de l'île Vancouver. (Parcs Canada 1974)

courbure, vers l'intérieur, des niveaux du fond amène les ondes arrivantes à s'éloigner des trois régions principales où circulent des courants sagittaux importants : le centre de la plage au large de la pointe Green, le gros rocher au large de la route de l'aéroport et la région en face de l'ancien Wickannish Inn. À mi-chemin entre ces régions, et près des proéminences à chaque extrémité de la plage, les vagues convergent et produisent de gros brisants qui alimentent les dérives littorales productrices de courants sagittaux.

Dans de nombreux cas, le profil de la plage côté mer est uniforme; la réfraction est donc la même le long de toute la plage et aucune différence ne se manifeste dans la dénivellation due aux vagues. Pourtant, les courants sagittaux persistent. Ce phénomène a récemment suscité la théorie fondée sur l'effet combiné des vagues arrivantes et d'un autre type d'onde superficielle appelé onde de bord. Contrairement aux lames ou aux houles qui se propagent vers la rive, les ondes de bord existent grâce à la plage ou « bord » et s'y appuient à la façon d'une vague ordinaire qui se propage le long d'un mur ou de la paroi d'une piscine. Les creux et les crêtes des ondes de bord sont donc à angle droit par rapport à la ligne du rivage plutôt que parallèles à celle-ci. En outre, ces ondes atteignent des amplitudes maximales près du rivage et s'accompagnent d'une diminution rapide de la hauteur côté mer, où elles deviennent négligeables juste au-delà de la zone de déferlement (fig. 8.13). Les ondes de bord escaladent puis redescendent le front de plage incliné. Des ondes de bord stationnaires, d'une période égale à celle des vagues arrivantes, doivent être présentes le long de la plage pour produire les configurations observées de courants sagittaux et de dérives littorales. Le niveau de l'eau est stable aux noeuds, alors qu'entre les noeuds — aux antinoeuds — des mouvements de haut en bas se produisent. Les deux antinoeuds le long de la plage sont plus élevés que le niveau de l'eau lorsqu'une vague arrivante s'y brise, parce que le mouvement de haut en bas aux antinoeuds a le même rythme que le temps d'arrivée entre les brisants successifs (par exemple 10 s pour un cycle complet de haut en bas et 10 s entre les vagues arrivantes). Ces deux effets combinés produisent, à des endroits fixes, des brisants beaucoup plus hauts que la normale. D'autre part, les antinoeuds adjacents se situent toujours sous le niveau de l'eau calme au moment du déferlement et produisent des brisants plus bas que la normale à mi-chemin entre des zones de brisants plus élevés. Ce n'est qu'aux points nodaux des ondes de bord qu'aucun effet additionnel sur la hauteur des brisants arrivants ne se fait sentir. Cette production constante de grands et petits brisants le long de la plage fait sans cesse varier la hauteur des brisants le long du rivage, ce qui crée une configuration régulière de cellules de circulation côtière dans lesquelles les courants sagittaux se situent aux petits brisants à tous les deux antinoeuds de l'onde de bord (fig. 8.14).

Plusieurs chercheurs ont avancé d'autres explications des dénivellations dues aux vagues et, par suite, de la formation de courants sagittaux; en fait, le problème est loin d'être résolu. En effet, le concept des ondes de bord pour expliquer les plages naturelles n'est pas universellement reconnu, bien qu'on ait montré en laboratoire que son existence cause le clapotis. On n'a pas encore trouvé de réponse satisfaisante à la question fondamentale de l'origine des ondes de bord stationnaires sur les plages.

Lorsqu'une cellule de circulation est établie au voisinage de la côte, elle tend à stabiliser la configuration du fond par l'affouillement. Ainsi, les positions du courant sagittal peuvent être stabilisées et subissent moins les modifications des ondes de bord ou des ondes arrivantes. Avec l'établissement d'une série de barres sous-marines et de chenaux à clapotis, une variation de la hauteur des brisants le long de la côte n'est donc plus nécessaire pour y maintenir la circulation des courants sagittaux.

Un rivage à croissants peut également déterminer la position de courants sagittaux bien définis. Ces courants s'écoulent vers la mer à partir de baies situées entre la topographie rythmique de proéminences et de crêtes sous-marines formées par des sédiments; toutefois, certaines observations montrent plutôt qu'une fois la

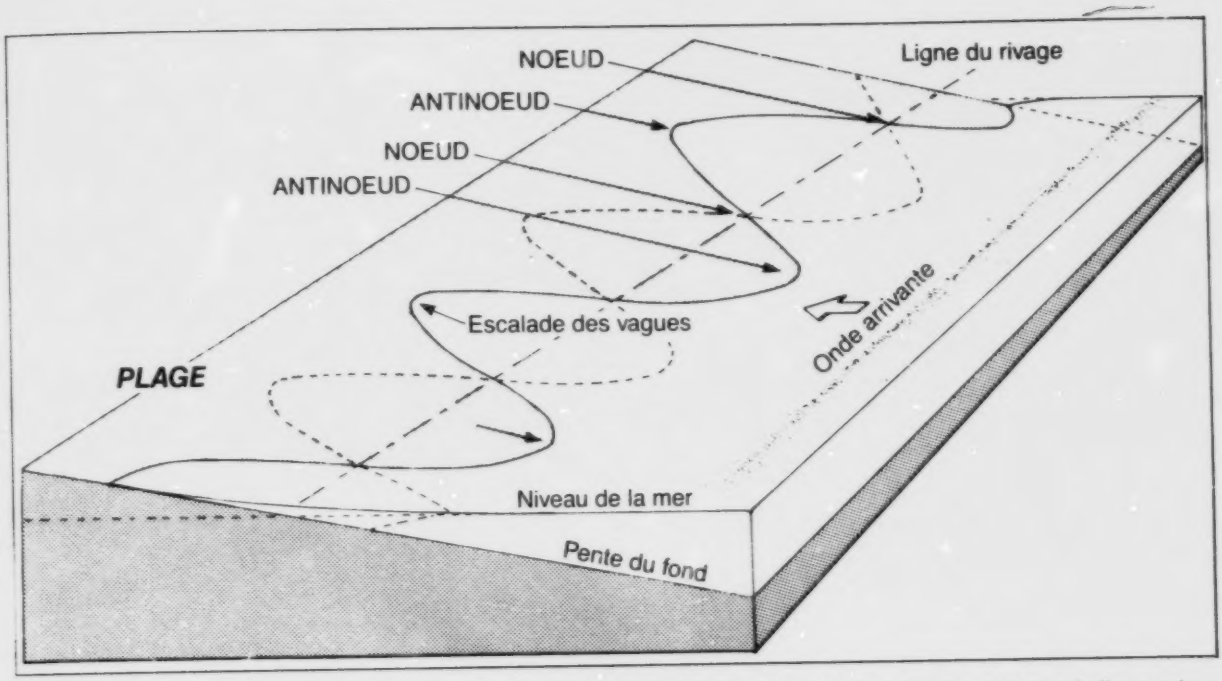


FIG. 8.13 Diagramme d'une configuration simple de houle transversale stationnaire le long d'une ligne du rivage en pente douce. La ligne continue et la ligne discontinue marquent le bord de l'eau le long de la plage à deux moments différents (distant de 1/2 cycle) du cycle d'une onde de bord. Les mouvements aux antinoeuds sont des renversements cycliques de l'escalade des vagues et du ressac; aux noeuds, aucun mouvement n'est produit par l'onde de bord. L'effet combiné des ondes de gravité superficielles arrivantes qui déferlent et des ondes de bord sont responsables des circulations côtières illustrées à la figure 8.14.

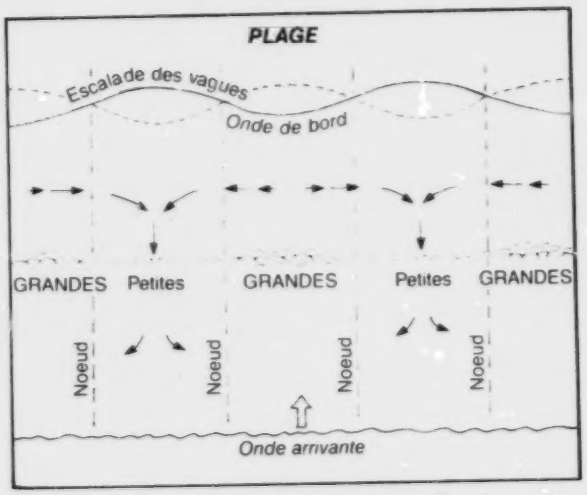


FIG. 8.14 Plan de la figure 8.13 qui montre la position des courants sagittaux par rapport aux noeuds des ondes de bord. De petits brisants se forment là où les hauteurs combinées des ondes de surface arrivantes sont partiellement réduites par l'onde de bord; les gros brisants se produisent là où deux types de vagues se renforcent.

structure concave établie, les courants sagittaux qui l'ont d'abord produite s'affaiblissent, puis disparaissent. Des croissants plus petits sur les crêtes ou les monticules de sédiments grossiers qui s'étendent sur le front de plage font dévier les mouvements de va-et-vient vers les baies adjacentes. Le flot de retour se concentre et ressemble à un « courant sagittal », bien que, contrairement à un véritable courant sagittal, les vitesses varient avec le temps et ne dépendent pas d'une modification de la hauteur des brisants au large.

Des ouvrages artificiels, par exemple des jetées et des épis, créent parfois des courants qui ressemblent à des courants sagittaux, en éloignant du rivage la dérive littorale naturelle. Un jour où je me baignais sur une plage déserte des îles Fidji au-dessus de laquelle se manifestait un courant littoral marqué, je me suis soudain senti attiré vers le large en me laissant entraîner près d'un ouvrage artificiel qui s'étendait sur environ 10 m de la zone littorale. Ma première réaction a été de traverser le courant à la nage, même si ce fort courant dirigé vers le large disparaissait très probablement à une faible distance de l'extrémité de l'épi, ce à quoi j'ai réfléchi lorsque j'ai été en sûreté sur le rivage!

Chapitre 9. Tsunamis (raz de marée)

Le 27 mars 1964, à 19 h 36 heure normale du Pacifique, un tremblement de terre se produisit près du côté ouest de l'inlet Unakwik, à 102 km à l'est d'Anchorage (fig. 9.1). D'une intensité de 8,5 à l'échelle de Richter[1], il s'agissait d'un des séismes les plus forts

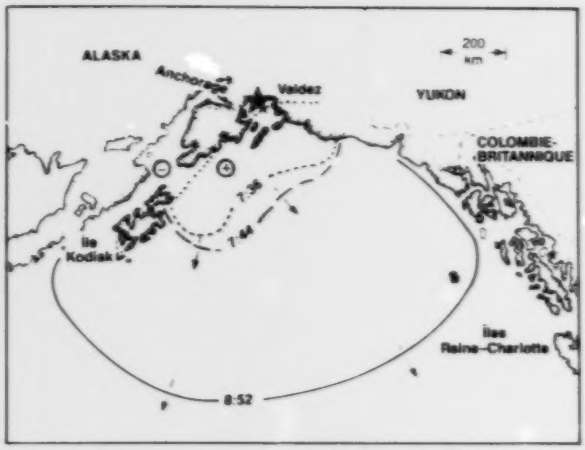


FIG. 9.1 Bord attaquant du tsunami de 1964 en Alaska qui débuta vers 19 h 36, le 27 mars. L'étoile indique l'épicentre du séisme dans l'inlet Unakwik à l'extrémité nord de la baie Prince William. La région ombragée correspond à celle du soulèvement crustal (+) et de subsidence (–) qui accompagna le séisme. Le soulèvement maximal fut d'environ 9 m, et la subsidence maximale, d'environ 1½ m. (D'après Spaeth et Berkman 1967)

jamais enregistrés sur le continent nord-américain. La secousse d'où se propagèrent à toute allure et en tous sens une série de raz de marée dans le Pacifique fut accompagnée d'un soulèvement considérable de plus de 250 000 km² des fonds océaniques adjacents à la côte de l'Alaska. Moins de 4 h plus tard, les premières ondes atteignirent la côte extérieure de l'île Vancouver où elles provoquèrent des changements anormalement importants et rapides du niveau de la mer (fig. 9.2). Les villages de Hot Springs Cove et de Zeballos subirent de graves dommages par les vagues et les inondations; mais Port Alberni fut l'agglomération la plus touchée : une vague de 7 m de hauteur balaya l'inlet Alberni. C'était la plus grosse vague de ce type jamais vue en Colombie-

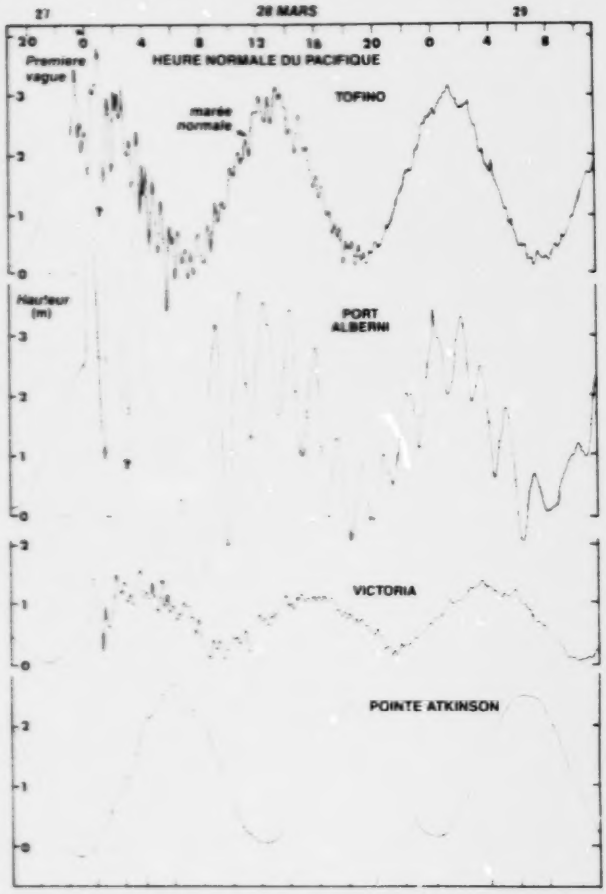


FIG. 9.2 Enregistrement du niveau de la mer à quatre endroits de la Colombie-Britannique du 27 au 29 mars 1964. Les premières vagues du tsunami arrivèrent aux environs de minuit et entraînèrent des fluctuations rapides du niveau de l'eau par rapport aux hauteurs normalement atteintes par la marée (pointillés). À Port Alberni, les plus grosses ondes dépassèrent l'échelle du marégraphe. Les valeurs initiales ont été reconstruites à partir des niveaux d'inondation dans la ville. (D'après Wigen et White 1964)

Britannique; elle n'entraîna aucune mort d'homme, mais causa des dommages de 10 millions de dollars à des navires ainsi qu'à des propriétés résidentielles et industrielles (fig. 9.3, 9.4). Aux États-Unis, les dommages furent encore plus considérables. En Alaska, les raz de marée déferlèrent sur la terre ferme et tuèrent 107 personnes, alors qu'en Californie et dans l'État de l'Oregon, à près de 2 000 km de sa source, ils firent 15 morts. Les dommages se chiffrèrent à plus de 104 millions de dollars et beaucoup furent blessés et laissés sans abri.

Les vagues d'ampleur égale à celles engendrées par le séisme de l'Alaska sont très rares. Sur les 176 raz de

[1]Échelle de Richter : Échelle logarithmique qui exprime l'intensité d'une perturbation sismique selon l'énergie qu'elle dissipe. Un accroissement unitaire (1) de l'échelle correspond à un décuplement de l'énergie produite. Un séisme qui mesure 4 à l'échelle de Richter libère 10 fois plus d'énergie qu'un séisme qui mesure 3, et 100 fois plus qu'un séisme d'intensité 2. La plus petite perturbation qui puisse être ressentie sur la terre mesure 1,5; un séisme de 4,5 entraîne de légers dommages; un séisme de 8,5 correspond à un tremblement de terre dévastateur. Une perturbation sismique de 8 sur l'échelle de Richter libère autant d'énergie qu'une bombe thermonucléaire de 250 mégatonnes. En comparaison, la bombe atomique lâchée sur Hiroshima en 1945 avait une puissance de 0,02 mégatonnes, soit 12 500 fois moins.

FIG 9.3 Dommages à une propriété à Port Alberni causés par le tsunami de l'Alaska de 1964. (Photo tirée du *Vancouver Sun*)

FIG 9.4 Dommages à une propriété à Port Alberni causés par le tsunami de l'Alaska de 1964. (Photo tirée du *Vancouver Sun*)

marée enregistrés entre 1900 et 1970 dans le Pacifique, 35 causèrent des dommages près de leur point d'origine, mais seulement 9 produisirent une destruction étendue. Il importe néanmoins de connaître la nature de ces ondes. Comment sont-elles engendrées et quels facteurs déterminent leur pouvoir destructeur? La première onde est-elle la plus haute? Quel effet un raz de marée aurait-il sur un navire en mer?

Génération

La formation de ce qu'on appelle raz de marée n'a absolument rien à voir avec la marée, mouvement de montée et de descente du niveau de la mer produit par la Lune et le Soleil. Aussi préfère-t-on l'appeler tsunami, mot qui veut dire « onde de port » en japonais. On reconnaît ainsi le travail de pionniers fait par les Japonais et les affreuses catastrophes qui leur ont été infligées à travers l'histoire. Le mot tsunami remplace universellement des termes comme ondes sismiques et séisme sous-marin, qu'on employait couramment jusqu'à récemment. Le mot séisme sous-marin appartient maintenant à un domaine spécialisé lié aux vibrations de choc des séismes transmises par l'eau (deux marins de la Colombie-Britannique à bord d'un navire à l'ancre dans les îles Gulf par une journée calme observèrent de courtes vibrations lors d'un petit séisme dans cette région).

Les tsunamis semblent être essentiellement associés à des séismes, engendrés sous les fonds marins, dont les intensités sont supérieures à 6,5 à l'échelle de Richter et dont les centres sont situés à moins d'environ 100 km sous le lit de la mer. Même si de telles secousses se manifestent, elle n'engendrent que rarement un tsunami. Il en est ainsi parce que, dans la plupart des cas, les séismes du Pacifique entraînent un glissement latéral des fonds océaniques plutôt qu'un déplacement vertical, lequel est nécessaire à la création d'une distorsion de la surface de l'océan (fig. 9.5). Néanmoins, des failles se

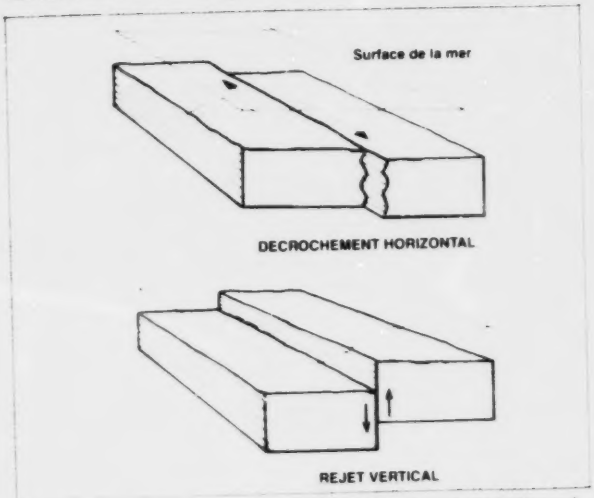


FIG. 9.5 Deux types de failles crustales du fond marin (échelle verticale très exagérée). Les tsunamis sont engendrés par des rejets verticaux qui entraînent une déformation rapide du niveau de la mer.

forment sur de grandes régions du fond océanique. Lorsqu'il en est ainsi, un tsunami est créé et s'étale en formant des séries d'ondes dont la configuration ressemble à celle formée par une pierre lancée dans un étang. Dans une plus grande mesure, la génération des tsunamis est confinée à la ceinture du Pacifique, où des variations de la croûte océanique par rapport aux masses continentales ont créé des zones de séismes particulièrement actives (chapitre 1). Citons des chiffres : 62 % de tous les tsunamis apparaissent dans le Pacifique, 20 % dans l'océan Indien, et 18 % dans la Méditerranée et l'Atlantique nord. Peu de tremblements de terre et de tsunamis se manifestent dans l'Atlantique sud.

Tous les tsunamis ne sont pas attribuables directement aux mouvements des fonds marins. La majeure partie des dommages que la côte de l'Alaska subit en 1964 furent en fait causés par des ondes formées localement par des glissements sous-marins et des éboulements du rivage déclenchés par des séismes dont l'épicentre était situé sur la terre ferme. Parce qu'ils sont généralement engendrés dans des régions abritées, notamment des inlets, les tsunamis de ce type peuvent être extrêmement destructeurs. Près de Valdez (Alaska), un tsunami provoqué par un glissement souterrain déposa du bois flotté à 52 m au-dessus de la laisse de basse mer et projeta du sable jusqu'à une hauteur de 67 m. Un important éboulement rocheux, survenu à la tête de la baie Lituya (Alaska), le 9 juillet 1958, forma une vague géante qui se propagea dans l'étroit inlet Gilbert et escalada le promontoire opposé jusqu'à une hauteur de 518 m. Un événement semblable, mais beaucoup moins grave, se produisit en 1975 en Colombie-Britannique. Le 27 avril, un important glissement sous-marin en aval de Kitimat engendra des vagues « bouillonnantes ». Après s'être abaissé de 4,6 m sous la laisse de basse mer, le niveau de la mer, près du front de mer de Kitimat, s'éleva de 7,6 m en quelques minutes seulement, puis oscilla de façon démesurée pendant environ une heure avant de retrouver son niveau d'équilibre. Des dommages causés par ces événements et par d'autres qui se sont produits la même semaine furent cependant légers, car ils eurent lieu lors de basses mers. Des tsunamis peuvent également être engendrés par l'explosion de volcans sous-marins. L'éruption du Krakatoa, dans les Indes orientales, le 27 août 1883, créa des vagues de 30 m de haut qui s'écrasèrent sur les îles adjacentes, entraînant la mort par noyade de plus de 36 500 personnes dans les îles Java et Sumatra. Les ondes de choc atmosphérique produites par des explosions volcaniques engendrèrent des oscillations du niveau de la mer qui furent détectées jusqu'à la Manche par des marégraphes. Bien que l'on n'ait jamais enregistré un tel phénomène, un gros météorite qui s'écraserait dans l'océan produirait probablement un tsunami.

On croit qu'environ 1 % de l'énergie sismique libérée lors de séismes sous-marins sert à engendrer les tsunamis et que la hauteur des vagues à la côte dans un rayon de 800 km de l'épicentre est proportionnelle à la racine carrée de l'énergie libérée par le séisme. C'est dire qu'un séisme sous-marin dont l'intensité est de 7 à l'échelle de Richter produirait des vagues d'environ 2 m de hauteur à la côte et un séisme d'intensité de 8, des vagues de 10 m de hauteur (fig. 9.6). On croit qu'un

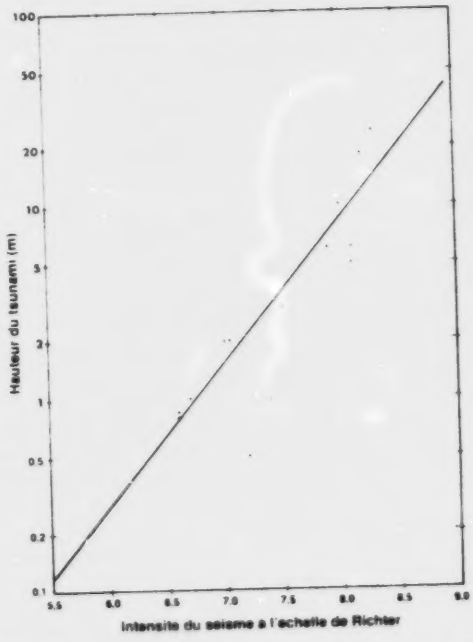


FIG. 9.6 Hauteurs de tsunamis prévus aux côtes à moins de 900 km d'un séisme sous-marin. Les données ont été prélevées près du Japon entre 1923 et 1957. Les points donnent les hauteurs des vagues mesurées pour diverses intensités. (D'après Wilson 1964)

TABLEAU 9.1 Ondes maximales (montée ou baisse) enregistrées pour cinq tsunamis récents dans le Pacifique (les hauteurs sont en mètres). Là où l'onde maximale était supérieure à la limite du marégraphe (+), les valeurs peuvent être trompeuses. Par exemple, Hilo, à Hawaii, fut dévasté par le tsunami de 1960, mais ne subit que de faibles inondations par suite du tsunami de 1964, même si ce dernier était le plus élevé enregistré. On donne l'année et l'origine des tsunamis. (D'après Spaeth et Berkman 1967)

Emplacement	1946 Îles Aléoutiennes	1952 Presqu'île de Kamchatka	1957 Îles Aléoutiennes	1960 Chili	1964 Péninsule d'Alaska
Sitka, Alaska	0,79	0,46	0,79	0,91	4,36
Tofino (C.-B.)	0,60	0,61	–	1,40	2,47
Neah Bay, Wash.	0,37	0,46	0,30	0,73	1,43
Crescent City, Calif.	1,80	2,07	1,31	3,32	3,96+
Talcahuano, Chili	–	3,66+	1,40	5,06	1,65
Hilo, Hawaii	–	2,41	2,71	2,93+	3,81+
Honolulu, Hawaii	1,25	1,34	0,98	1,68+	0,82
Île Wake	–	0,52	0,73	1,01	0,15
Kushimoto, Japon	–	–	–	3,20	0,79

système complexe de vagues à période, hauteur et longueur d'ondes très variées précède les tsunamis dans l'aire de génération. À la longue, les vagues se distribuent sous l'effet de la dispersion, et les ondes les plus longues sortent les premières de l'aire de génération, bien que l'on ne connaisse pas encore le type d'onde intiale et les transformations qu'elle subit. Il existe souvent plusieurs groupes d'ondes à cause des secousses consécutives et des rajustements du fond marin après la première perturbation.

Une fois sortis de l'aire de génération, les tsunamis, comme toutes les autres vagues, sont perturbés par la réfraction, l'exhaussement, la dissipation, la diffraction de résonance et la réflexion. Ces facteurs ainsi que ceux qui déclenchent les ondes entraînent la circonvolution des ondes dont le comportement près des côtes est extrêmement difficile à prévoir ou même à reconstruire. Le tableau 9.1 illustre certains aspects de la complexité du problème en montrant l'importante variabilité des hauteurs d'ondes maximales entre divers endroits dans le Pacifique, pour les cinq tsunamis panocéaniques les plus récents.

Propagation des ondes

Un tsunami est composé d'une série d'ondes qui s'éloignent rapidement de leur point d'origine. En haute mer, les vagues atteignent des vitesses de plus de 900 km/h. L'écart crête-crête entre chaque onde dans la série est généralement d'environ 100 à 400 km; même avec leur énorme vitesse, des crêtes successives mettent de 10 à 60 min pour dépasser un point donné. Les tsunamis font partie de la catégorie des ondes en eau peu profonde (chapitres 6 et 8) parce que leur longueur d'onde est beaucoup plus grande que la profondeur de l'océan. Les tsunamis se comportent donc en haute mer un peu comme des vagues de vent ordinaires qui se propagent dans environ 1 m d'eau, puisque leur vitesse, C, dépend seulement de la profondeur d'eau locale, D, et se calcule de la façon suivante : $C = \sqrt{gD}$. Selon cette équation, par exemple, un tsunami se propagerait à une vitesse de 620 km/h, ou 335 kn, si l'eau avait une profondeur de 3 050 m.

Parce qu'ils « sentent le fond » continuellement, les tsunamis doivent toujours régler leur vitesse sur la profondeur. Ils ralentissent dans les hauts-fonds et accélèrent dans des régions plus profondes. Les fronts d'ondes concentriques commencent donc à se déformer lorsque leurs différentes parties se déplacent dans des régions de profondeur variable. La partie située au-dessus de la plate-forme continentale se déplace beaucoup plus lentement que celle située au-dessus d'un abysse, (fig. 9.1). C'est pourquoi la première onde du tsunami de 1964 mit 3 h 24 min à parcourir les 1 800 km (937 milles marins), qui séparent Tofino et l'Alaska au-dessus d'eau relativement peu profonde, à une vitesse moyenne de 530 km/h (286 kn). Par contre, cette onde ne mit que 5 h 17 min pour parcourir les 4 386 km (2 368 milles marins) qui vont jusqu'à Honolulu, à une vitesse moyenne de 830 km/h (448 kn). Il est donc évident qu'une connaissance détaillée de la profondeur des fonds marins est essentielle pour prévoir avec précision les moments d'arrivée d'un tsunami le long de la ceinture du Pacifique.

Hauteur en mer

Contrairement à ce que l'on pourrait croire, la hauteur d'un tsunami en mer est toujours faible et dépasse rarement 1 m du creux à la crête. Parce que l'écart crête-crête est très important, le profil de ces ondes est extrêmement faible en mer. Un navire pourrait ne pas s'apercevoir de leur passage, car tout effet possible serait camouflé par les vagues et les houles. Lors du tsunami d'avril 1946 à Hawaii, les personnes à bord des navires au large remarquèrent des vagues énormes déferlant sur la rive, mais aucun mouvement inhabituel au large même.

Hauteur près du rivage

Un tsunami peut parvenir au rivage sous diverses formes. Il peut entraîner la formation d'une série de montées et de baisses faibles du niveau de l'eau pendant 10 à 60 min, un peu comme une version accélérée de la marée. Par contre, le niveau de la mer peut s'élever et s'abaisser plus vite et produire de rapides courants à caractère maréal. Les retraits peuvent être rapides et destructeurs et tout balayer devant eux. Ou bien, si les

conditions s'y prêtent, un tsunami peut prendre la forme d'un mur d'eau de dizaines de mètres de hauteur dont la crête s'écroule violemment sur la rive.

La première vague d'un tsunami n'est généralement pas la plus haute. En fait, l'approche d'un tsunami est souvent annoncée par une légère élévation du niveau de l'eau lorsque la première petite crête arrive, suivie par un jusant beaucoup plus important associé au premier creux. À Kodiak (Alaska), la première onde du tremblement de 1964 ne produisit qu'une légère hausse du niveau de la mer et fut suivie par une baisse graduelle. Cependant, la deuxième onde fut une géante de 10 m qui poussa des bateaux de 100 t au-dessus d'un brise-lames et les transporta trois rues à l'intérieur de la ville.

Les tsunamis ne touchent pas toutes les régions de la même façon. La figure 9.2 montre que Tofino, sur la côte ouest de l'île Vancouver, n'y est que relativement sensible, alors que Port Alberni, à quelque 65 km à l'intérieur des terres, y est très sensible. À Crescent City (Californie), le tsunami de 1964 tua 11 personnes mais à Hilo, Hawaii, aucune mort ne fut signalée, même si, aux deux endroits, les vagues atteignaient des hauteurs de 4 m. De toute évidence, d'autres facteurs que la quantité d'énergie emmagasinée par le tsunami dans l'aire de génération déterminent son effet global.

Proximité

La force d'un tsunami sera fort probablement considérable si les ondes sont engendrées tout près. Ainsi, le Japon est fortement touché par les tsunamis, et les villages côtiers en Alaska furent durement frappés en 1964 à cause de leur proximité de l'aire de génération des ondes.

Les tsunamis perdent de l'énergie en se propageant. Une fraction de cette énergie est perdue directement sous l'effet du frottement lorsque les vagues « frottent contre le fond ». Une diminution supplémentaire de l'énergie des ondes se fait sentir à mesure que la première impulsion donnée au tsunami dans l'aire de génération s'étend sur l'océan. Ce phénomène s'apparente à celui du son qui diminue en s'éloignant de sa source. Une différence importante existe cependant : alors que l'intensité du son diminue de façon inversement proportionnelle au carré de la distance, l'énergie des tsunamis diminue de façon inversement proportionnelle à la distance. Les tsunamis s'affaiblissent donc très lentement, et il ne suffit pas d'être loin pour être à l'abri. Il est souvent plus important de se trouver hors de la « ligne de visée » directe de l'aire de génération, car la plupart des tsunamis tendent à se propager dans une direction bien déterminée. La meilleure protection est donc un parcours compliqué de détroits, de passages, d'îles, de hauts-fonds et de virages abrupts à travers lesquels les vagues dissipent bien leur énergie. À la pointe Atkinson, dans la région bien protégée du détroit de Géorgie, le tsunami de 1964 ne causa qu'une hausse de 25 cm (10 po) du niveau de la mer, alors qu'aux îles Argentines plus exposées, en Antarctique, à 13 000 km de là, on enregistra 16 h plus tard une élévation de 60 cm (24 po).

Exhaussement

Comme pour les autres vagues océaniques, les tsunamis deviennent plus abrupts lorsqu'ils passent de la haute mer à un petit fond. L'amplification la plus importante de la vague se situe près du rivage. Si la pente du rivage ou la plage est faible sur de nombreux kilomètres, la majeure partie de l'énergie de la vague se dissipe avant d'atteindre la côte. Des récifs comme ceux qui entourent les îles Fidji sont particulièrement propices à la dissipation de l'énergie. Là où la plage est petite par rapport à la distance entre les crêtes, les vagues peuvent se transformer en une houle importante à crête déferlante. L'escalade des vagues sur le rivage peut entraîner celles-ci au-dessus de régions basses comme s'il s'agissait d'un flot dont la crête turbulente s'atténuerait rapidement. D'autre part, si un tsunami s'approche d'une rive abrupte, la vague escalade la plage, mais à une hauteur ne dépassant pas celle à laquelle elle déferle. Dans de tels cas, la majeure partie des dommages sont causés par des inondations et non par la force directe des vagues. Des crêtes sous-marines près du rivage ont tendance à concentrer l'énergie des vagues et à la rendre beaucoup plus importante que prévu. Il semble que Crescent City (Californie) fut touchée par de grosses vagues en 1964 en partie parce que le mont sous-marin Cobb, à 740 km au nord-ouest, agissant comme une lentille, fit converger le tsunami vers la ville. (Bien sûr, des canyons sous-marins ont l'effet contraire et ont tendance à diminuer la hauteur des vagues.)

Si un tsunami se propage dans une baie qui se rétrécit, il peut être canalisé et ainsi atteindre des hauteurs beaucoup plus importantes que s'il touche un rivage uni. Le tsunami issu du séisme Sanriku au Japon, le 15 juin 1896, s'amplifia, et des vagues dévastatrices de 30 m de hauteur atteignirent la tête de la baie Kamaishi, où elles causèrent la mort de plus de 27 000 personnes. Les tsunamis semblent toutefois être différents les uns des autres, et très souvent les baies ne sont pas plus touchées que les autres zones, la structure du fond à l'extérieur de la baie semblant aussi influer sur le comportement des vagues à l'intérieur de la baie.

Près des marges continentales abruptes, une portion considérable de l'énergie d'un tsunami qui approche peut être réfléchie vers la mer et, en fait, réduire l'impact des vagues sur la côte. Ou encore, les vagues peuvent suivre la bathymétrie de façon à être emprisonnées près de la côte. Ce processus peut se présenter autour d'îles, le long de côtes ou au-dessus de dorsales et d'escarpements sous-marins; les vagues « irradient » alors lentement leur énergie vers la mer sur une certaine période (voir la fig. 8.7).

État de la marée

Plus la marée est haute à l'arrivée d'un tsunami sur un rivage, plus le risque d'inondation est fort. Les pires catastrophes de ce genre se produisent lors des marées de vive eau, période où soufflent de forts vents d'afflux. Les premières vagues produites par le séisme d'Alaska de 1964 arrivèrent sur les rives de l'île Vancouver à peu près au moment d'une pleine mer normale et, bien que

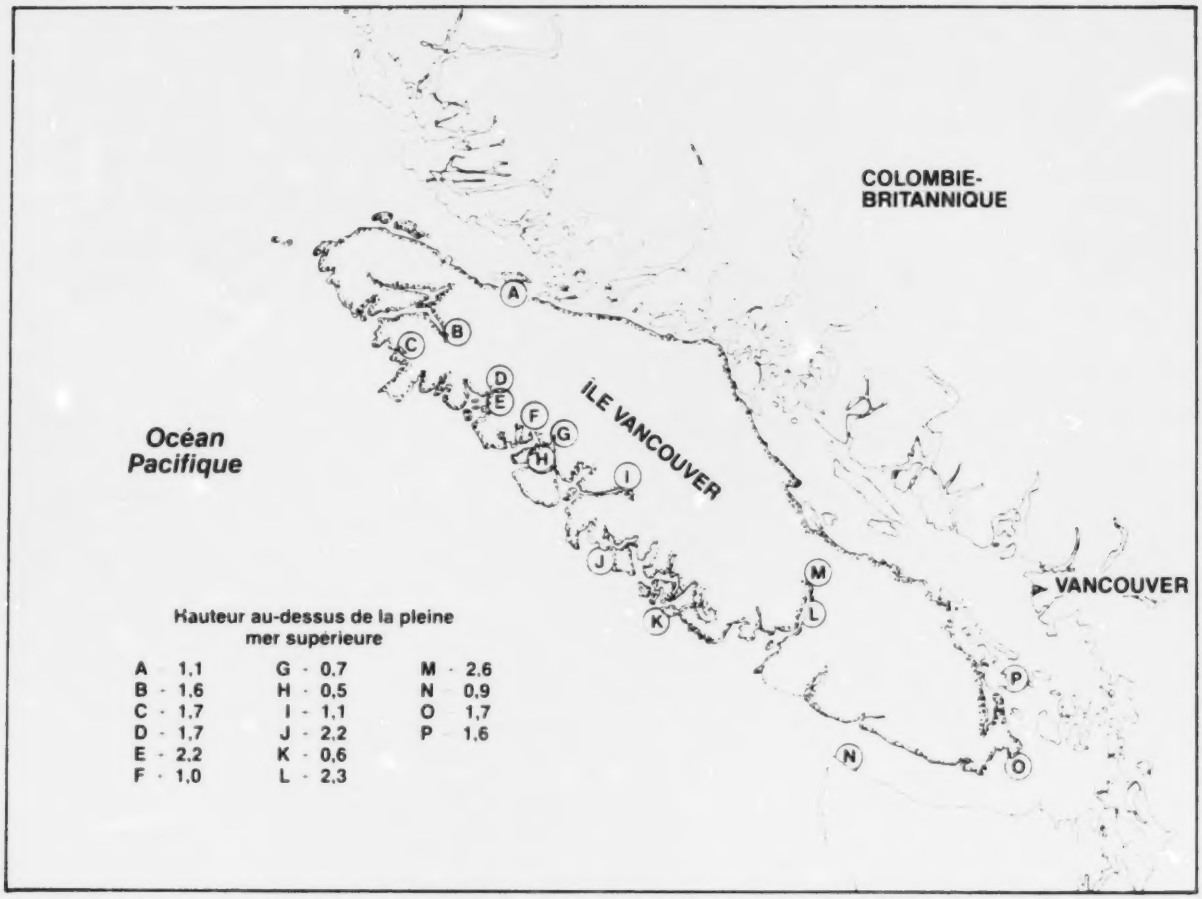


FIG. 9.7 Endroits où on a enregistré des tsunamis importants du 27 au 29 mars 1964, sud-ouest de la Colombie-Britannique. Les nombres donnent la hauteur, en mètres, de la crête de la vague maximale au-dessus de la pleine mer supérieure, les valeurs négatives indiquent des valeurs inférieures à la pleine mer supérieure. A, Alert Bay; B, Port Alice; C, Klaskino; D, Fair Harbour; E, Inlet Amai; F, Zeballos; G, Esperanza; H, Tahsis; I, Gold River; J, Hot Springs Cove; K, Tofino; L, Franklin River; M, Port Alberni; N, Neah Bay; O, Victoria; P, Fulford Harbour. (D'après Wigen et White 1964)

le niveau de la mer s'élevât au-dessus de la pleine mer supérieure dans de nombreuses régions (fig. 9.7), les conditions ne furent pas extrêmes compte tenu des hauteurs que la marée peut y atteindre.

Oscillations naturelles

Bien qu'éloignées de 65 km de la côte, les villes jumelées d'Alberni et de Port Alberni subirent des dommages considérables à cause du tsunami de l'Alaska. Son arrivée dans ces deux villes fut atypique; en effet, le délai de 97 min entre la première et la deuxième crête était beaucoup plus long qu'il ne l'est normalement. (Ce délai et le fait que la première onde était plus petite permirent à la population d'évacuer la région à temps.) Pourquoi ces particularités? Il semblerait que le chenal Trevor et l'inlet Alberni, qui conduisent aux deux villes, avaient ensemble une fréquence de résonance naturelle qui concordait à celle du tsunami et fit s'amplifier les vagues (fig. 9.2). En d'autres mots, la série d'ondes océaniques faisait osciller l'eau d'un côté à l'autre de l'inlet presque au même rythme que sa « fréquence d'oscillation » naturelle, tout comme on peut faire osciller de plus en plus fort l'eau d'une baignoire en y appliquant un mouvement de rythme approprié. La résonance par le fond en forme de bol de la plate-forme continentale adjacente semble également avoir causé les vagues relativement importantes à Crescent City.

Ignorance

Dix mille personnes encombrèrent la plage à San Francisco afin de voir déferler le tsunami de l'Alaska. Heureusement pour eux, les vagues étaient petites! Au contraire, les plages du Chili, du Japon et de Hawaii furent désertées après qu'on eut diffusé un avis; les gens connaissaient par expérience la puissance des tsunamis. La plupart des morts à Crescent City furent causées par l'ignorance. Les propriétaires d'une taverne qui avait été endommagée par les deux premières vagues retournèrent avec des amis pour prendre l'argent qui restaient dans le bâtiment. Comme tout semblait normal, ils décidèrent de prendre une bière et furent surpris par la troisième vague, la plus importante de la série; cinq

d'entre eux se noyèrent. En 1960, le tsunami du Chili tua à Hawaii 61 personnes qui ne s'étaient pas réfugiées sur un terrain élevé comme l'avaient prescrit les autorités.

Population

L'effet destructeur d'un tsunami est fortement lié à la population d'une région. Par exemple, les ondes les plus hautes enregistrées en Colombie-Britannique en 1964 le furent à baie Shields, sur la côte ouest des îles Reine-Charlotte. On estima la hauteur de l'une des vagues à plus de 9 m au-dessus du niveau de basse mer. Puisque seul un chantier de bûcherons s'y trouvait, les dommages furent beaucoup plus faibles que ceux subis à Alberni-Port Alberni.

Système d'avis de tsunamis

À la suite du tsunami destructeur des Aléoutiennes du 1er avril 1946 et des dommages considérables qu'il causa à Hawaii, des responsables américains commencèrent à réclamer la création d'un système d'avis de tsunamis dans l'océan Pacifique. À cette fin, il fallait concevoir des stations de mesure des marées susceptibles de percevoir des changements anormaux du niveau de la mer et de faire partie d'un réseau de communications relié à un centre de diffusion. Une fois les problèmes techniques résolus, le système de mesure des marées (et des séismes) fut mis en service sur tout le territoire des États-Unis 2 ans plus tard. Le Japon ajouta des appareils au système en 1949. Le Canada, tout comme le Chili, Taïwan, la Nouvelle-Zélande et les Philippines ne se joignirent au système qu'après le tsunami dévastateur du Chili de mai 1960. Comme aucun tsunami important ne se produisit dans les années suivantes, le Canada se retira en 1963 et ne reçut donc aucun avis lors du tsunami de l'Alaska en 1964. Inutile de dire que le Canada a de nouveau adhéré au réseau!

Jusqu'à présent, le Canada a été chargé de deux stations spéciales de mesure des marées qui font partie de la trentaine de stations du réseau du Pacifique. Ces stations, situées à Tofino et à l'île Langara à l'extrémité nord-ouest des îles Reine-Charlotte, sont en contact téléphonique direct avec le centre d'avis à Honolulu. Si une variation anormale du niveau de l'eau se produit à ces stations pendant 5 min, le dispositif se met en « mode d'avis », puis joint Honolulu et répète le message... *Warning Tsunami*. Lorsque ces instruments montrent qu'un « raz de marée » se dirige vers la Colombie-Britannique, l'observatoire d'Honolulu communique d'abord avec la *Civil Defense Preparedness Agency* à Bothwell, Washington, qui téléphone alors (en P.C.V.) au bureau de la Division « E » de la GRC à Victoria (Colombie-Britannique). Il communique ensuite avec le coordonnateur du Programme des urgences provinciales (PEPC), avec l'officier de la GRC de faction et avec le ministère de la Défense nationale. En fonction de l'épicentre connu du séisme et d'autres sismographes et marégraphes du réseau, on détermine l'heure d'arrivée du tsunami sur des graphiques spécialement conçus. Pourvu qu'ils disposent de plus de 2½ h entre l'avis et l'arrivée du tsunami, les représentants de ces trois groupes ainsi que le surveillant régional des marées évaluent l'information et déterminent les dommages probables aux régions basses. Si l'on croit que les vagues peuvent atteindre la côte, les gens de la région menacée sont évacués par les autorités locales de la défense civile. Cependant, si l'avis de tsunami précède de moins de 2½ h son arrivée à cause de la proximité du séisme, le PEPC communique avec l'agence Broadcast News à Vancouver, qui diffuse des avis spéciaux à la télévision et à la radio.

La probabilité qu'un gros tsunami venant de l'océan se propage profondément dans le détroit Juan de Fuca ou le détroit de Géorgie est faible. Il est également improbable que la survenue d'un séisme important au large engendre un tsunami, parce que, à cet endroit précis, les failles créées sont généralement à décrochement horizontal. La production d'un tsunami n'est cependant pas impossible. En fait, un tel cas existe et a fait l'objet d'études. Selon Murty (1977), le séisme du 23 juin 1946, produit sur la côte est de l'île Vancouver, fut assez puissant pour briser les câbles télégraphiques qui reposaient sur le fond marin et pour élever l'eau à Franklin River et à l'inlet Alberni de 6,1 à 9,1 m au-dessus de son niveau moyen. Au rocher Sisters, près de l'île Texada, dans le détroit de Géorgie, le tsunami atteignit une amplitude de plus de 2 m. Une seconde vague dans le détroit, de 1,2-1,5 m d'amplitude, causa la mort d'une personne près de la pointe Mapleguard en face de l'extrémité sud de l'île Denman.

QUATRIÈME PARTIE
OCÉANOGRAPHIE DES EAUX INTÉRIEURES

Chapitre 10. Détroit de Géorgie

Le détroit de Géorgie est de loin la plus importante région marine de la Colombie-Britannique. Plus de 70 % de la population de cette province vivent à sa périphérie et ses côtes offrent des assises concrètes à l'expansion et à l'industrialisation de la région. Le détroit sert de voie navigable à une circulation commerciale variée, et de bassin récepteur des déchets industriels et domestiques des florissantes agglomérations du grand Vancouver. La montaison des saumons, vers les rivières qui se jettent dans le détroit de Géorgie, constitue la base d'une des plus grandes pêches commerciales du saumon au monde; le saumon chinook et le saumon coho, résidents de la région, sont les éléments majeurs d'une pêche sportive importante et en éternelle croissance. De plus, le détroit fournit l'espace nécessaire à la fraie et à la croissance du hareng et constitue la plus vaste zone d'hivernage des oiseaux aquatiques au Canada. La diversité des utilisations récréatives du détroit par les canotiers, les amateurs de pêche sportive, les baigneurs et les campeurs font du tourisme l'une des principales industries de la Colombie-Britannique. Bref, le détroit de Géorgie constitue un environnement aquatique à usages multiples qui doit être regardé comme un bien national, digne d'une grande considération et des plus hautes mesures de protection.

Physiographie

Le détroit de Géorgie occupe une partie inondée de la dépression de Géorgie, orientée de nord-ouest en sud-est, située entre les roches intrusives de la chaîne Côtière et les roches intrusives, métamorphiques et sédimentaires du chaînon de l'île Vancouver (fig. 10.1). En moyenne, le détroit mesure 222 km (120 milles marins) de long et 28 km (15 milles marins) de large; les îles couvrent environ 7 % de la surface totale des 6,800 km^2 (200 milles marins carrés) de la région. La profondeur moyenne du détroit est d'environ 155 m, et seulement 5 % de la zone submergée atteignent des profondeurs de plus de 360 m. La profondeur maximale, 420 m, a été enregistrée juste au sud de la plus grande île du détroit, l'île Texada, et semble plutôt peu importante par comparaison aux mesures obtenues dans quelques inlets adjacents (comme l'inlet Jervis où la profondeur atteint 730 m).

Au nord, le détroit de Géorgie est relié à l'océan Pacifique par plusieurs chenaux étroits et relativement longs dont le passage Discovery et le détroit de Johnstone, et par le grand détroit de la Reine-Charlotte. Au sud il est relié à l'océan par le détroit Juan de Fuca et par des chenaux moins nombreux mais comparativement plus larges entre les îles Gulf et San Juan (fig. 10.2). Parmi ceux-ci, le détroit d'Haro et le détroit Rosario ont une aire transversale beaucoup plus grande que tous les autres chenaux combinés. Le long de la côte est du détroit de Géorgie, l'érosion due à la progression des glaces dans les anciennes rivières durant les périodes de glaciation répétées a créé des vallées longues et abruptes qui plus tard ont été inondées et formèrent des fjords lorsque le niveau de la mer s'éleva après le dernier retrait glaciaire. Le plus long de ces fjords, l'inlet Jervis, pénètre sur plus de 61 km (33 milles marins) à l'intérieur de la chaîne Côtière. L'action combinée de l'érosion glaciaire et de la submersion ultérieure a créé par la suite un complexe d'îles, de baies et de passages le long de la côte est du bassin. Au contraire, le côté ouest du détroit n'a que quelques inlets et une côte beaucoup plus régulière. Les îles Gulf facilement reconnaissables, dans le sud-ouest de la région, faisaient préalablement partie de l'île Vancouver mais ont été détachées par l'érosion glaciaire des roches sédimentaires peu résistantes. Le plus important apport d'eau douce dans le détroit vient du fleuve Fraser qui se déverse directement dans le bassin, près de Vancouver. La rivière Squamish, deuxième tributaire en importance, entre dans le détroit en passant par la baie Howe. D'autres apports d'eau douce, de moindre importance, viennent des cours d'eau de l'île Vancouver, comme les rivières Cowichan, Chemainus, Nanaïmo et Courtenay et des rivières se déversant dans les inlets de la côte est.

Distribution des températures et de la salinité

La température de l'eau dans le détroit de Géorgie varie selon la profondeur, la proximité du delta du fleuve Fraser et la saison. Pour faciliter la compréhension, la colonne d'eau dans le détroit peut être divisée en deux couches; la couche supérieure, jusqu'à une profondeur d'environ 50 m, et la couche inférieure, de ce niveau jusqu'aux profondeurs maximales d'environ 400 m. Dans la couche inférieure, les températures observées sont presque uniformes tout au cours de l'année, généralement de 8 à 10°C dans tout le bassin du cap Mudge au détroit d'Haro. Les valeurs hivernales semblent plus élevées que les valeurs estivales mais seulement d'environ 1°C. Aussi, les températures en profondeur ont une légère tendance à décroître le long du chenal en direction nord.

C'est dans la couche supérieure que se produit la plus importante variation des températures saisonnières et côtières, et cela peut être très prononcé (fig. 10.3A, B). Vers la fin de l'automne, l'air froid abaisse rapidement la température des eaux de surface. À cause des vents de tempêtes et de l'eau refroidie qui s'enfonce en devenant plus dense que l'eau sous-jacente, les températures de l'eau du détroit commencent aussi à décroître dans les quelque 50 m supérieurs. C'est vers la fin de l'hiver (février-mars), que les eaux superficielles sont le plus froides avec des températures qui descendent parfois jusqu'à 5 à 6°C, mais en dessous de 50 m, la température augmente graduellement jusqu'à 9°C au fond.

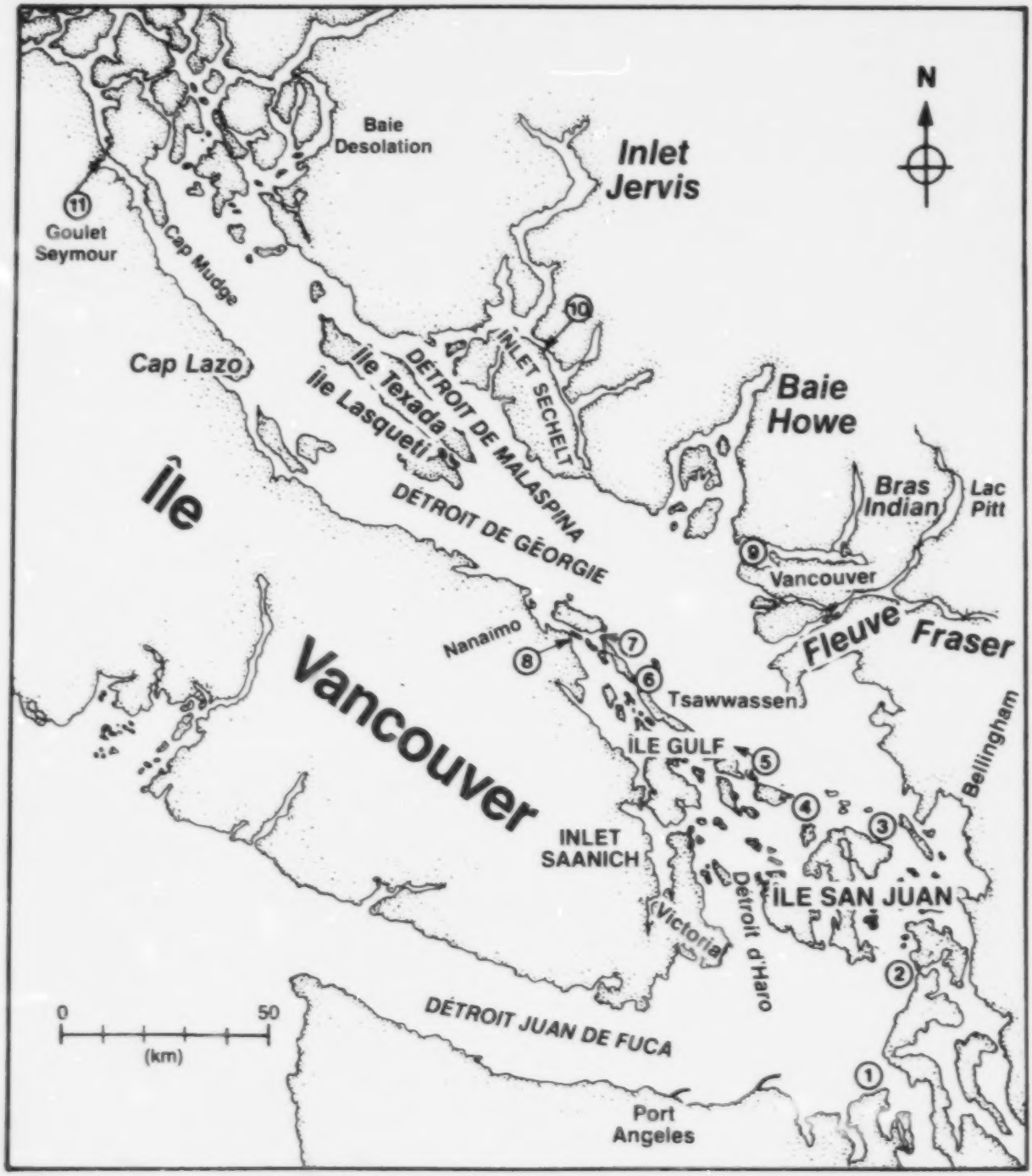


FIG. 10.1 Principaux traits géographiques du détroit de Géorgie. Les numéros encerclés sont : 1, inlet Admiralty; 2, passe Deception; 3, détroit Rosario; 4, passe Boundary; 5, passe Active; 6, passe Porlier; 7, passe Gabriola; 8, passe Dodd; 9, inlet Burrard; 10, passe Skookumchuck; 11, passage Discovery.

L'eau la plus froide du détroit de Géorgie à cette période est souvent associée à l'écoulement du fleuve Fraser, dont l'eau est refroidie pendant son parcours à l'intérieur de la Colombie-Britannique encore sous l'influence hivernale.

Avec l'arrivée du printemps, les températures de l'air s'élèvent et l'activité cyclonique diminue, ce qui a pour effet d'augmenter la rétention d'énergie solaire dans les eaux superficielles du détroit. Vers la mi-mai, une chaleur suffisante a été emmagasinée dans les 10 à

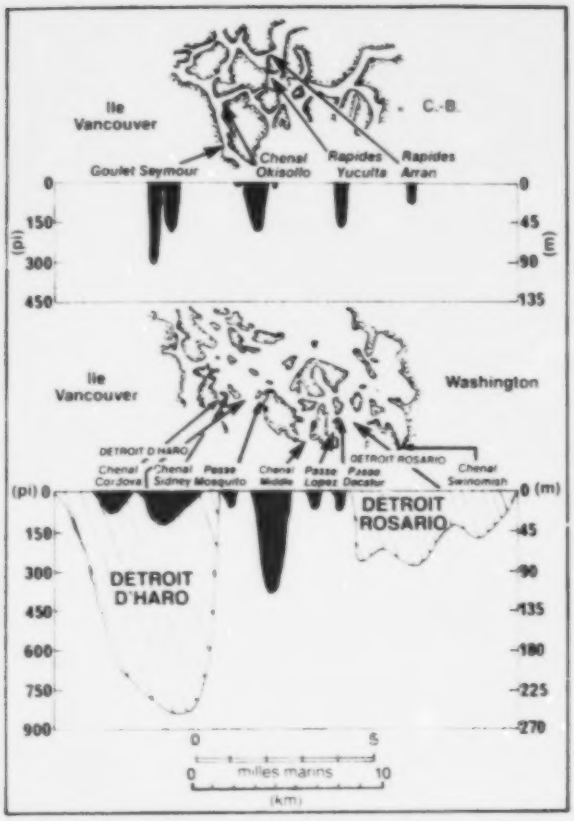


FIG. 10.2 Coupe transversale des chenaux conduisant au détroit de Géorgie, section nord (en haut), section sud (en bas). (D'après Waldichuk 1957)

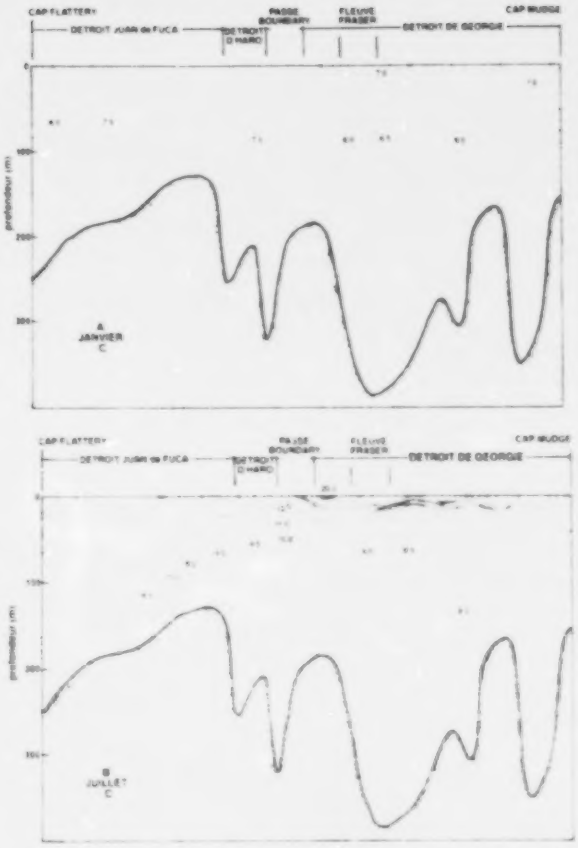


FIG. 10.3 Coupes longitudinales indiquant la variation de la température de l'eau le long du chenal de l'extrémité ouest du détroit Juan de Fuca à l'extrémité nord du détroit de Géorgie. En (A), janvier 1968, en (B), juillet 1968. (Tiré de Crean et Ages 1971)

20 m supérieurs pour que les températures près de la surface atteignent environ 15°C par endroits. La fonte des neiges provoque la crue du Fraser à peu près à la même époque et une couche d'eau saumâtre envahit de grandes portions du détroit. Une stabilité accrue des quelques mètres supérieurs de la colonne d'eau permet un meilleur réchauffement, favorisé par de plus longues périodes d'ensoleillement plus intense et des températures plus élevées de l'air. Il n'est pas exceptionnel de trouver, en juillet, au milieu du détroit des plans d'eau dont la température dépasse 20°C. Des températures semblables se retrouvent dans l'eau des régions abritées, comme dans la baie Departure près de Nanaïmo, dans l'inlet Burrard au large de Vancouver et dans de nombreuses petites anses et baies de chaque côté du détroit. C'est uniquement dans les régions influencées par la marée, aux extrémités nord et sud du détroit de Géorgie, que les températures de l'eau restent uniformément basses (environ 10°C) tout au cours de l'été. Cependant, lorsque les vents soufflent vers le large, même les régions comme la baie Departure peuvent avoir des eaux de surface froides parce que les eaux chaudes sont entraînées au large et que des eaux froides, plus profondes, remontent pour les remplacer (voir chapitre 5).

C'est généralement vers la première semaine d'août que les eaux superficielles atteignent leur température maximale dans le détroit de Géorgie. À la fin de ce mois, le refroidissement commence et la température de l'eau de surface retombe à environ 15°C dans la majorité de la région. Vers la fin de l'automne, l'activité cyclonique accrue, associée à une diminution de l'ensoleillement, à un apport d'eau douce relativement faible et au rafraîchissement de l'air engendre, dans le détroit, des températures de surface presque uniformes d'environ 9°C. La couche supérieure continue de se refroidir jusque tard en hiver et le cycle se répète, avec de légères variations d'année en année à cause des fluctuations annuelles du climat local.

Comme la température, la salinité est distribuée en deux couches distinctes dans le détroit de Géorgie (fig. 10.4A,B). Le sommet de la couche inférieure se situe environ à 50 m sous la surface et est caractérisé par une salinité de 29,5 ‰; en dessous, la salinité augmente graduellement jusque près du fond où les valeurs atteignent 30,5 ‰ en été et 31,0 ‰ l'hiver. Au contraire, dans la couche supérieure, la concentration de sel varie considérablement selon la saison et la proximité de l'estuaire du Fraser où les concentrations de sel sont toujours assez faibles. Des eaux de surface de faible salinité, très localisées, sont souvent associées aux

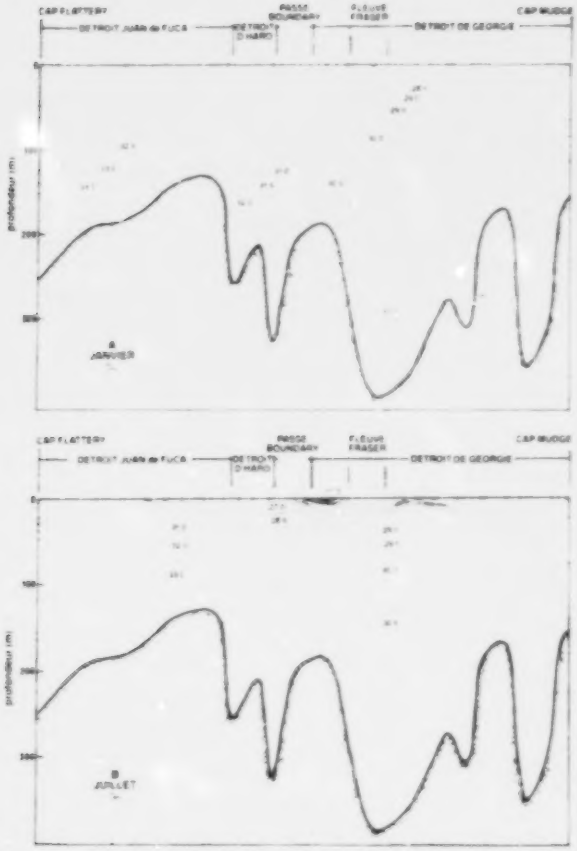


FIG. 10.4 Coupes longitudinales indiquant la variation de la salinité le long du chenal de l'extrémité ouest du détroit Juan de Fuca à l'extrémité nord du détroit de Géorgie. En (A), janvier 1968, en (B), juillet 1968. (Tiré de Crean et Ages 1971)

petites rivières qui se déversent dans le détroit.

Durant la période d'écoulement uniformément faible du fleuve Fraser et des grands vents du début de décembre au début d'avril, l'apport d'eau douce dans la couche supérieure est généralement limité à une région située bien au sud des îles Lasqueti et Texada. Dans cette partie du détroit de Géorgie, des régions de concentrations salines très voisines se forment dans la couche supérieure, où les valeurs de salinité augmentent de 27 à 28 ‰ à la surface jusqu'à 29,5 ‰ à près de 50 m de profondeur; d'autres régions, sous l'influence plus directe du fleuve Fraser, peuvent indiquer au même moment des valeurs de 25 ‰ ou moins à la surface. Dans la partie nord du détroit, la variation globale de la salinité est très faible en hiver et la salinité reste presque uniforme durant toute la saison.

Avec la crue du Fraser, tard en mai, une couche d'eau saumâtre d'une salinité inférieure à 15 ‰ vient former les quelques mètres supérieurs de l'eau dans la majorité des secteurs centre et sud du détroit de Géorgie. L'eau de surface, durant cette période, a souvent une saveur douce et est potable. Toutefois, dans la partie nord du détroit, l'eau superficielle a généralement une teneur en sel supérieure à 25 ‰. En août, l'écoulement maximal du fleuve Fraser est terminé et les valeurs de salinité dans les 50 m supérieurs de l'eau du détroit commencent graduellement à augmenter. Des eaux de surface presque saumâtres subsistent encore, de façon localisée, mais l'étendue et la persistance de ces nappes diminuent avec l'arrivée de l'hiver.

Configuration des vents

Dans les régions exposées du détroit de Géorgie, les vents dominants viennent surtout du nord-ouest en été et du sud-est en hiver. Les vents nord-ouest sont associés au mouvement horaire de l'air autour de l'anticyclone nord-Pacifique centré à l'ouest de la Californie au coeur de l'été; les vents sud-est sont associés à l'écoulement important antihoraire de l'air autour du centre de dépression des Aléoutiennes, qui se développe juste au sud de l'Alaska en hiver (voir fig. 2.14). Cette configuration générale est fortement modifiée par la topographie complexe des terres environnantes. L'effet de canalisation des détroits de Puget, Juan de Fuca et de la vallée du Fraser joue un rôle important dans la détermination de la configuration générale des vents dans le détroit de Géorgie. Dans la partie sud du détroit, par exemple, les vents semblent être en circulation antihoraire fermée du mois d'octobre au mois de mars (fig. 10.5), et virer du sud-est à l'est au large de l'embouchure du Fraser sous l'influence de la vallée de ce fleuve. Au printemps, les vents soufflent surtout du sud-est et de l'est. En été, les vents sont généralement plus légers et confus que durant les autres saisons. Les vents du sud-est et du sud-ouest dominent la partie sud du détroit, alors que les vents nord-ouest règnent sur la partie nord où ils se conforment davantage à la configuration des vents océaniques.

La configuration des vents en hiver est, par la suite, modifiée par l'invasion d'air polaire continental canalisé vers le détroit par les inlets et les vallées ouverts sur l'intérieur de la Colombie-Britannique. Souvent, l'air attiré vers la côte, subit une accélération suffisante pour produire des squamishes de la force du coup de vent qui hurlent avec force dans des inlets comme la baie Howe. Ces vents ont des répercussions importantes sur le régime des vents dans le détroit de Géorgie. Par exemple, si les squamishes surviennent lorsqu'une zone de basse pression se situe au-dessus du nord-ouest de l'État de Washington, des vents du nord-ouest au lieu du sud-est soufflent au-dessus des régions du nord et du centre du détroit (fig. 10.6). Fait intéressant pour les plaisanciers de Vancouver : même si les squamishes de la baie Howe sont normalement associés à de forts vents d'est dans la vallée du Fraser, les vents qui les accompagnent dans l'inlet Burrard sont souvent légers et variables. Bref, il est possible d'avoir des vents de la force du coup de vent dans la baie Howe et à Abbotsford, tout en ayant des conditions presque calmes dans les zones de navigation autour de Vancouver. Des squamishes ont atteint une fois la vitesse de 130 km/h dans le chenal Dean, près d'Ocean Falls. Toutefois, les grands vents sont le plus souvent

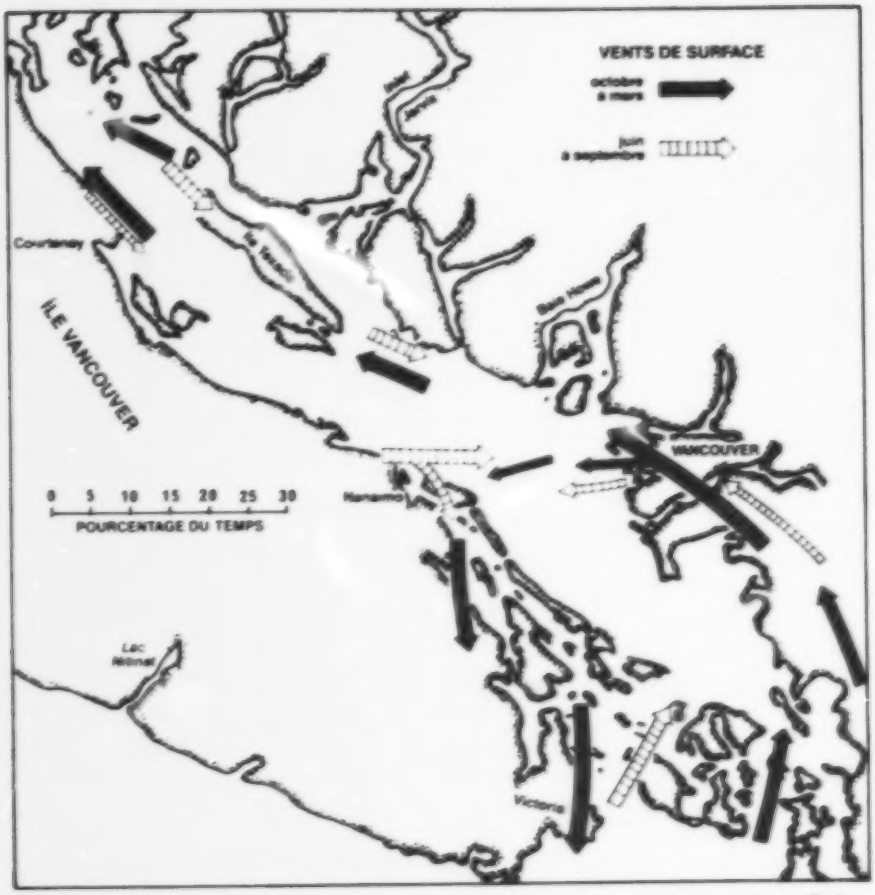


FIG. 10.5 Configuration des vents dominants de surface dans le détroit de Géorgie en hiver (flèches foncées), et en été (flèches hachurées). Les flèches larges correspondent aux vitesses de 4,5 à 9,0 m/s (8,7 à 17,5 kn), alors que les flèches minces indiquent des vents de vitesses inférieures à 4,5 m/s. La longueur de la flèche mesurée à l'échelle de gauche indique la fréquence du vent étudiée, en pourcentage du temps. (D'après Barker 1974)

associés au passage de perturbations frontales actives. Les plus violentes tempêtes sont précédées de coups de vent du sud-est qui tendent à suivre l'orientation du détroit de Géorgie et de la chaîne Côtière. En outre, les grands vents du sud-est qui précèdent les fronts froids, orientés sud-ouest nord-est, virent fréquemment au nord-ouest lorsqu'une crête de haute pression se forme derrière le front.

En été, le réchauffement différentiel de la terre et de l'eau provoque des brises qui modifient significativement le régime des vents dominants durant les périodes de beau temps. Il y a deux types de brise : a) la brise de mer, qui souffle du large en direction de la terre, en raison du réchauffement plus important de la terre que de l'eau durant le jour (fig. 10.7A), et b) la brise de terre, de la terre vers la mer, engendrée par le refroidissement plus important de la terre que de l'eau au cours de la nuit (fig. 10.7B). Dans la partie est du détroit de Géorgie, la brise de mer commence généralement à souffler de l'est sur le continent vers 10 h du matin, se renforce pour atteindre près de 4 à 7 m/s (8–14 kn) en milieu d'après-midi, et s'évanouit avant le coucher du soleil. Donc, l'eau commence à être moins clapoteuse environ 2 h avant le coucher du soleil, et la traversée du détroit se fait avec plus de douceur entre la fin de l'après-midi et le début de la soirée (voir *Guide des petites embarcations*, volume 1, 1979, p. 28–29, publié par le Service hydrographique du Canada). Souvent, en été, la combinaison de la brise de mer et des vents dominants du nord-ouest (associés au fort écoulement d'air de l'ouest au-dessus de la côte) engendre de forts vents du large (plus de 8 m/s) du côté est du détroit. En été, des vents d'une force presque égale au coup de vent peuvent survenir dans l'inlet Burrard, si chacun de ces deux systèmes de vent est assez intense. Du côté ouest du détroit, la brise de mer vient contrebalancer partiellement la configuration de vents dominants du nord-ouest et engendre des vents plus faibles et plus nordiques.

Pendant la soirée, la brise de terre se lève et les vents soufflent sur la moitié est du détroit à des vitesses qui atteindront un maximum inférieur à 4 m/s vers minuit. Dans la partie ouest du détroit, un système semblable de brises de mer et de terre se développe par

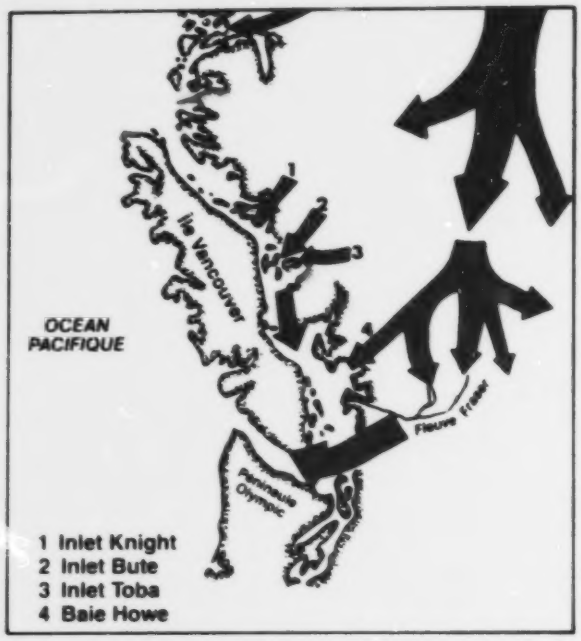


FIG. 10.6 Principales trajectoires de l'air froid durant les invasions d'air polaire. L'écoulement de l'air vers le large, le long des inlets continentaux, engendre les vents de type squamish. (Tiré de Tyner 1951)

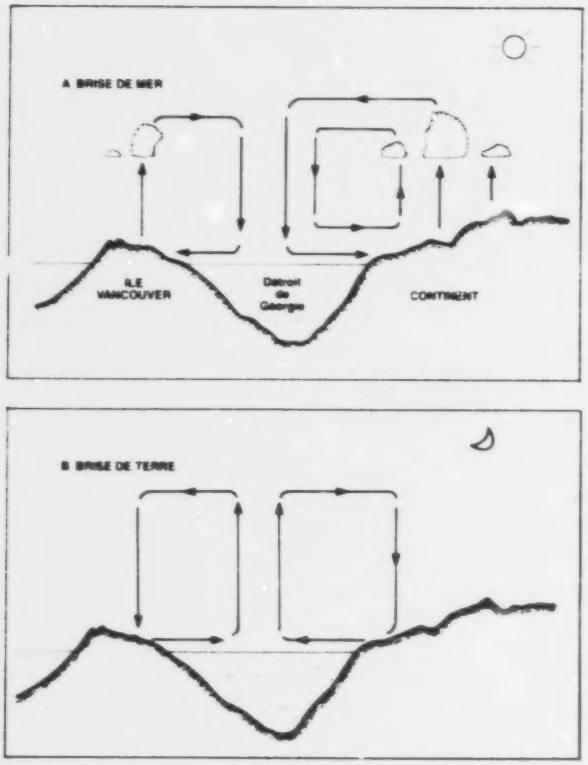


FIG. 10.7 Brise de mer diurne et brise de terre nocturne au-dessus de la région du détroit de Géorgie, par beau temps.

suite du réchauffement et du refroidissement quotidiens de l'île Vancouver. Évidemment, ces vents soufflent en direction inverse de leurs homologues du côté du continent.

Vagues

Les hauteurs des vagues dans le détroit de Géorgie sont limitées par le fetch et, à un moindre degré, par la force et la durée du vent. Le fetch total est de plus limité par des obstacles tels que les îles Texada et Lasqueti, qui rendent presque impossible la propagation et la croissance sans entrave des vagues de vent dans tout le bassin. Aucun de ceux qui se sont trouvés dans le détroit par grand vent n'oserait prétendre que les hauteurs de vagues ne sont pas, à ce moment, très appréciables. Mais des histoires comme celles du plaisancier qui racontait avoir survécu de justesse à des rouleaux de 30 pi de haut au large de Nanaïmo, pendant un coup de vent, sont de pures exagérations (des vagues de 5 à 10 pi ont été observées dans la même région par le navire de recherche *Richardson*). Si le plaisancier avait affirmé qu'il avait connu de telles conditions au sud du cap Mudge ou au large du bras principal du fleuve Fraser où de grands clapotis peuvent se développer, son histoire aurait été plus vraisemblable.

Les premières mesures des vagues enregistrées scientifiquement dans le détroit de Géorgie ont été recueillies en 1968 et 1969, par le Conseil de la recherche de la Colombie-Britannique, dans le but d'évaluer les effets des vagues sur le premier traversier « allongé » de la Colombie-Britannique, le MV *Queen of Esquimalt*, entre Swartz Bay et Tsawwassen. Celles-ci furent suivies par une collecte de données semblables au banc Halibut, avant que les premiers traversiers allongés naviguent entre Nanaïmo et Horseshoe Bay. Des études récentes concernant le régime des vagues du détroit ont été menées par Environnement Canada et le ministère des Travaux publics, à l'aide de houlomètres ancrés sur le fond. Les enregistrements des vagues par ces houlomètres ont été obtenus au large de West Vancouver, dans l'inlet Burrard, à 40 m de profondeur, au large du banc Sturgeon près du déversoir des eaux usées d'Iona à 139 m, et au large du banc Roberts près du port charbonnier à 110 m de profondeur (fig. 10.8A). Des observations ont été enregistrées durant 17 mo au large de West Vancouver et 26 mo aux autres endroits, avec des relevés continus pendant 20 min toutes les 3 h. Les bancs Sturgeon et Roberts sont particulièrement bien exposés aux vagues du nord-ouest engendrées sur un fetch possible de 120 km (63 milles marins) et, par conséquent, devraient fournir des données extrêmes sur les vagues assez représentatives pour les autres régions exposées du détroit.

Hauteurs

Les statistiques de vagues aux trois endroits ci-dessus mentionnés sont représentées dans les figures 10.8A,B; 10.9. Durant toute la période d'observation dans le détroit, les hauteurs d'ondes significatives n'ont jamais dépassé 2,1 m au large du banc Roberts ou 2,7 m

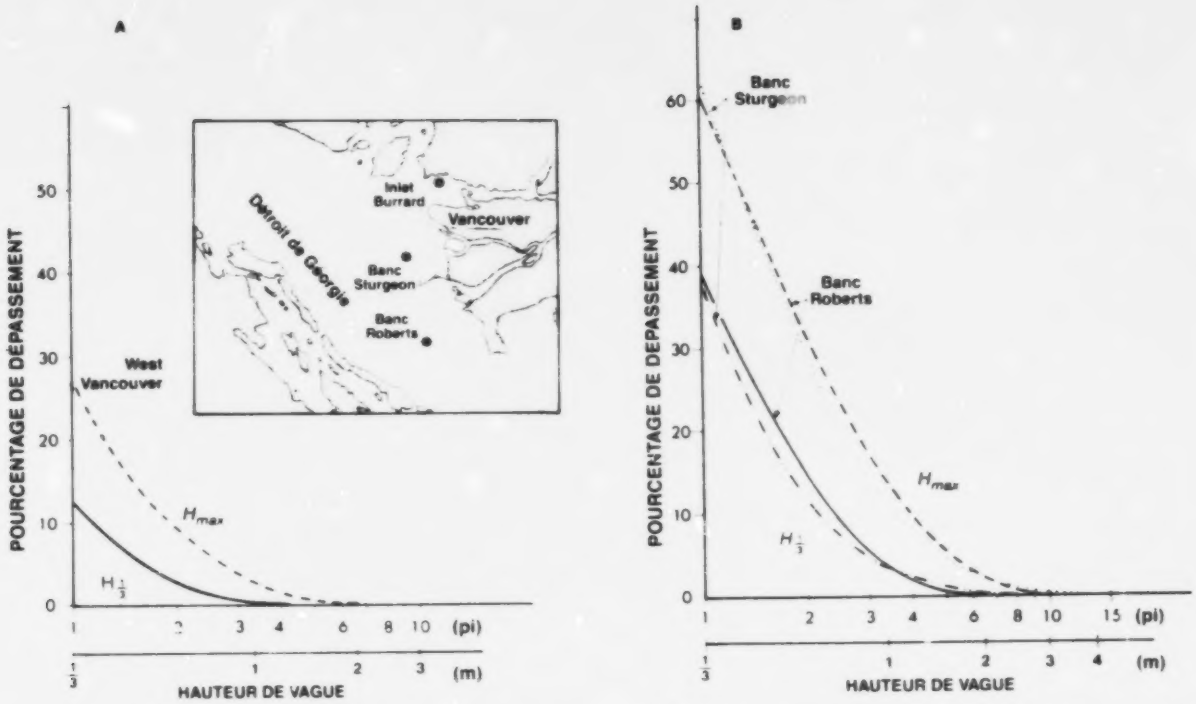


FIG. 10.8 Distribution de la hauteur des vagues mesurées à trois endroits (•) dans le détroit de Géorgie. Les courbes supérieures (A, B) représentent le pourcentage de temps pendant lequel la vague maximale probable, H_{max}, dépasse la hauteur donnée; les courbes inférieures, le pourcentage de dépassement d'une vague significative, $H_{\frac{1}{3}}$. Ces statistiques sont tirées d'observations de mars 1973 à mai 1974 pour West Vancouver, et de février 1974 à avril 1976 pour les bancs Sturgeon et Roberts.

au large du banc Sturgeon alors que les hauteurs maximales correspondantes étaient toujours inférieures à 3,3 et 4,0 m respectivement. Dans 10 % des cas seulement la hauteur moyenne des vagues a dépassé 0,8 m et la hauteur maximale 1,2 m; toutefois, dans 60 % m des cas, les vagues maximales dépassaient 0,3 m. Aux bancs Roberts et Sturgeon, le calme prévalait dans 31 % et 27 % du temps respectivement. Les courbes pour West Vancouver sont tributaires de l'abri offert par l'inlet Burrard où les vagues maximales probables dépassaient

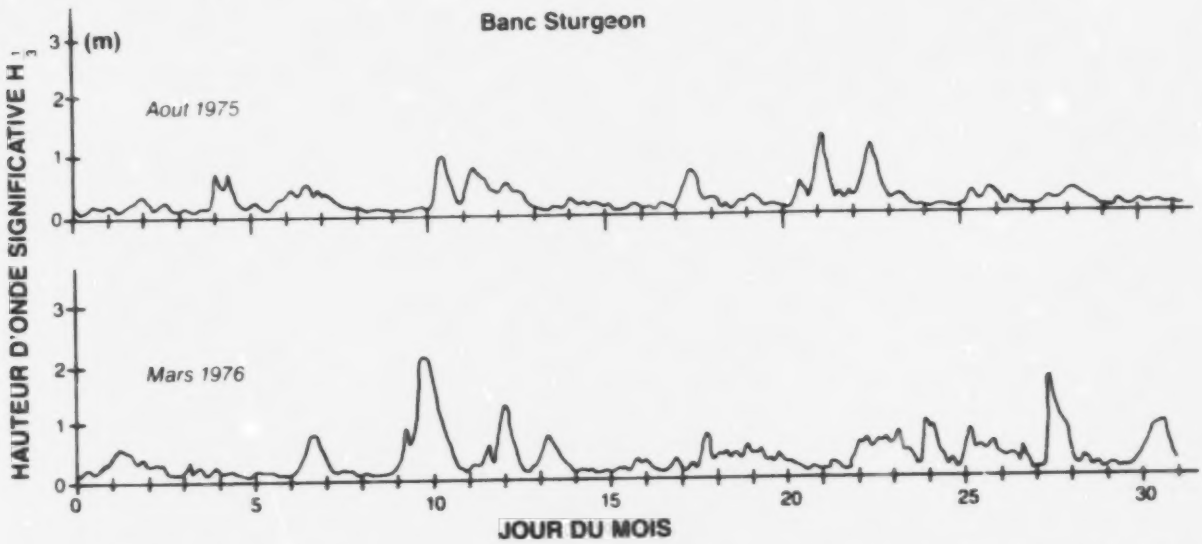


FIG. 10.9 Hauteur d'onde significative dans le temps, relevée au banc Sturgeon, sur une période de 2 mo. La hauteur est exprimée en mètres selon les mesures prises toutes les 3 h. (D'après les rapports du Service canadien des données sur le milieu marin.)

rarement 1,8 m et où la hauteur maximale des vagues n'était supérieure à 0,6 m que dans 10 % des cas seulement. Dans moins de 30 % des cas, ces dernières données indiquaient des vagues de plus de 0,3 m de haut.

Périodes

Une comparaison entre la hauteur et la période des vagues révèle d'autres facettes du régime des vagues dans le détroit de Géorgie. Dans les deux régions exposées, par exemple, la hauteur des vagues significatives a tendance à augmenter avec la période, au moins jusqu'à des périodes d'environ 5 s. Une vague typique de 5 s aura une hauteur d'onde significative de 0,5 à 1,0 m ou une hauteur d'onde maximale de 0,8 à 1,6 m, ce qui semble indiquer que les vagues d'une période de 5 s ou moins sont fortement influencées par les vents. Lorsque la période est de 5 à 6 s, il y a transition de la vague à la houle, alors que les vagues de forte et de faible hauteur se suivent presque de façon régulière. Quand la période dépasse 6 s, la hauteur des vagues observée est généralement faible et représentative d'un type de houle longue et basse qui, pour une période de 6 s, devrait avoir une longueur d'onde approximative de 55 m, selon le tableau 6.3. Néanmoins, des vagues d'une hauteur d'onde significative allant jusqu'à 2,5 m et de périodes de 7 à 8 s se produisent de temps en temps. De telles vagues sont plus susceptibles de se produire au banc Sturgeon qu'au banc Roberts à cause de l'effet de creusement des courants inverses provenant du bras nord du Fraser.

La grande majorité des vagues dans la partie ouverte du détroit, au large de l'estuaire du Fraser, ont des périodes groupées dans la gamme de 2 à 4 s et des hauteurs maximales probables inférieures à 1,5 m. La période maximale de l'onde la plus probable, selon les observations faites au large des bancs Sturgeon et Roberts, est de 9 s ce qui, pour une houle sinusoïdale faible en eau profonde, devrait correspondre à une longueur d'onde maximale d'environ 125 m. Des vagues de périodes de 5 à 6 s se produisent dans presque 30 % des cas au large des bancs Sturgeon et Roberts.

Les données sur les vagues au large de West Vancouver sont remarquablement différentes de celles relevées dans le détroit. Les hauteurs d'ondes significatives au large de West Vancouver sont toujours inférieures à 1,0 m, mais présentent une étonnante variété de périodes d'ondes allant jusqu'à 7 s, ce qui indique que les vagues et la houle ont des hauteurs comparables dans l'inlet Burrard.

Évidemment, les statistiques ci-dessus ne rendent pas compte de tous les mouvements ondulatoires qui se produisent dans le détroit de Géorgie. L'auteur, au cours d'une traversée entre Swartz Bay et Tsawwassen, par une fraîche journée de printemps, alors que les vents du nord-ouest soufflaient en rafales à 25 m/s (50 kn), a vu d'immenses vagues déferlantes qui semblaient engloutir le détroit dans une eau blanche d'écume. À bord du MV *Queen of Sidney* trempé d'embruns, les enfants pleuraient et de nombreux passagers étaient accrochés à la rambarde. La cafétéria avait fermé ses portes dès que le bateau avait quitté la passe Active, mais la plupart des passagers, en proie au mal de mer, ne l'avaient pas remarqué. Quelques traversées furent annulées plus tard dans la journée, mais pas à cause des vagues de 3 à 4 m. Il est visible, d'après la mince protection qu'offrent les petits brise-lames à Tsawwassen que les seuls jours où les traversées sont annulées sont ceux où le vent contrarie l'entrée du bateau au port, et non ceux où la mer est grosse.

Clapotis

Les vagues les plus hautes et les plus fortes dans le détroit de Géorgie surviennent en clapotis quand de forts courants rencontrent les vagues formées sur de longs parcours par des vents de la force du coup de vent. Les vagues, dans ces régions, peuvent être dévastatrices et les pilotes des petites embarcations doivent tout faire pour les éviter.

Des clapotis particulièrement dangereux s'observent en trois endroits différents dans le détroit (voir fig. 10.1) : 1) au voisinage de la passe Boundary pendant les périodes de grands vents du nord-ouest et des grands courants de flot. L'état de la mer est rendu davantage confus à cet endroit par les fortes remontées d'eau et les remous provoqués par la marée dans le chenal. Dans le grand contre-remous qui se forme au nord de l'île Tumbo à marée montante, la mer est plus calme. Il existe également de dangereux clapotis : 2) au large de la jetée Steveston et de celle du bras nord du delta du Fraser durant les périodes de coups de vent de l'ouest ou du nord-ouest. Des clapotis extrêmement dangereux pour de tels vents se forment durant les périodes de grand écoulement du fleuve (crue estivale) ou au moment de la marée basse, lorsque la vitesse d'écoulement du fleuve peut atteindre 2,5 m/s (5 kn) dans le chenal principal. Près de l'embouchure du fleuve, l'élévation du fond provoque une amplification des vagues et, invariablement, l'eau est plus agitée à cet endroit que dans les régions voisines. De nombreux bateaux ont été perdus corps et biens alors qu'ils essayaient d'entrer dans le fleuve par un vent de nord-ouest, et ce nombre augmentera sûrement si les plaisanciers de la côte, de plus en plus nombreux, ne sont pas mieux informés des risques qu'ils courent; 3) la zone au sud du cap Mudge connaît aussi des clapotis par forts vents du sud-est avec courant de flot. La région s'étendant du cap Mudge jusqu'à la pointe Willow environ est localement renommée pour ses clapotis, qui sont parmi les plus impressionnants de tout le détroit de Géorgie, et doit cette réputation à un fetch relativement long et aux forts courants de marée qui sortent du passage Discovery, en direction sud. L'auteur peut personnellement certifier que cette réputation n'est pas surfaite. Au retour d'une excursion, en mars 1977, le CSS *Parizeau* est entré dans une zone agitée à environ 1,5 km au sud du cap Mudge, alors que la marée montait à une vitesse de 3 m/s (6 kn) et qu'il y avait des coups de vent du sud-est avec des rafales de 30 m/s. Les courants ont littéralement arrêté les vagues au bord frontal du courant de marée. Les vagues se sont creusées pour former de véritables pics de plus de 5 m de haut, bouillonnant et écumant dans leur effort pour se propager contre la marée. Au passage de chaque crête stationnaire, la

proue du *Parizeau* descendait brusquement pour fendre presque immédiatement dans la vague suivante en projetant des embruns aveuglants par-dessus le pont et en provoquant des hauts-le-coeur chez tous les passagers. Quelques kilomètres plus loin, la chevauchée prenait fin et les vagues de 2 à 3 m, au sud du clapotis de marée, m'apparaissaient presque comme une mer d'huile.

Du haut des airs, les eaux du flux qui entrent dans le détroit de Géorgie, par le passage Discovery, ressemblent à un jet d'eau qui s'élargit lentement et dont l'axe est presque parallèle à la courbe de niveau de 90 m de profondeur du détroit (fig. 10.10). Comme les

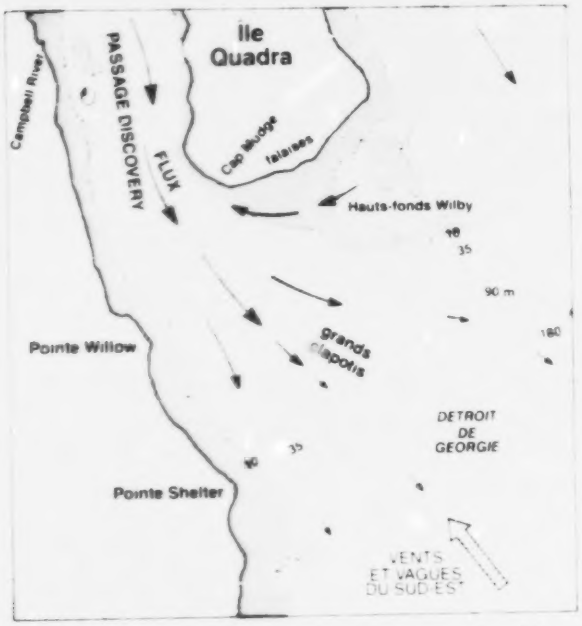


FIG. 10.10 Situation approximative des grands clapotis au sud du cap Mudge pendant un courant de flot avec des vagues moyennes à fortes en provenance du sud-est. La superficie soumise au clapotis varie selon la vitesse du courant, et la force et la durée du vent. Les profondeurs sont exprimées en mètres (Pour la localisation voir fig. 10.1).

clapotis intenses se produisent près du bord frontal de cette intrusion quand ces courants commencent à s'opposer aux vagues du sud-est, il est possible de les éviter en restant bien à l'est du milieu du chenal ou en attendant le reflux.

Des clapotis importants peuvent aussi se former aux entrées du détroit de Géorgie; à la passe Porlier et à la passe Active durant un courant de flot, avec des vents du nord-ouest. Si le flux intrusif bifurque vers le nord en quittant la passe, comme cela a pu être observé de temps en temps à la passe Porlier, il pourra s'ensuivre une élévation des vagues dans le clapotis. Les vents du sud-est produisent généralement des clapotis moins intenses à cause de leur fetch compararativement plus court, surtout à la passe Active.

Marées

Comme nous l'avons vu au chapitre 3, l'onde directe pénètre dans le détroit de Géorgie par le détroit Juan de Fuca et est réfléchie par la section rétrécie de l'extrémité nord du chenal. Cette partie de l'onde de marée réfléchie vers le sud se combine ensuite à la marée avançant vers le nord pour produire une onde stationnaire dans le détroit de Géorgie, avec des caractéristiques bien distinctes des ondes de marée plus progressives du détroit Juan de Fuca. La course de l'onde réfléchie de la marée semi-diurne est partiellement ralentie par l'effet de friction avant de pouvoir revenir dans le détroit Juan de Fuca, ce qui confine la véritable marée stationnaire au détroit de Géorgie.

La nature stationnaire de la marée fait monter et descendre, dans un mouvement pratiquement uniforme, l'eau du détroit de Géorgie toutes les 12 h 25 min, comme si le balancement s'articulait autour d'une ligne imaginaire tracée vers l'est en passant par un point au sud de l'île Saturna (voir fig. 3.25). En raison de ce balancement, les amplitudes de marée tant pour la principale composante semi-diurne (M_2) que pour la principale composante diurne (K_1), augmentent du sud au nord (fig. 10.11A, B). En outre, contrairement à ce qui se produit dans le détroit Juan de Fuca, il n'y a jamais

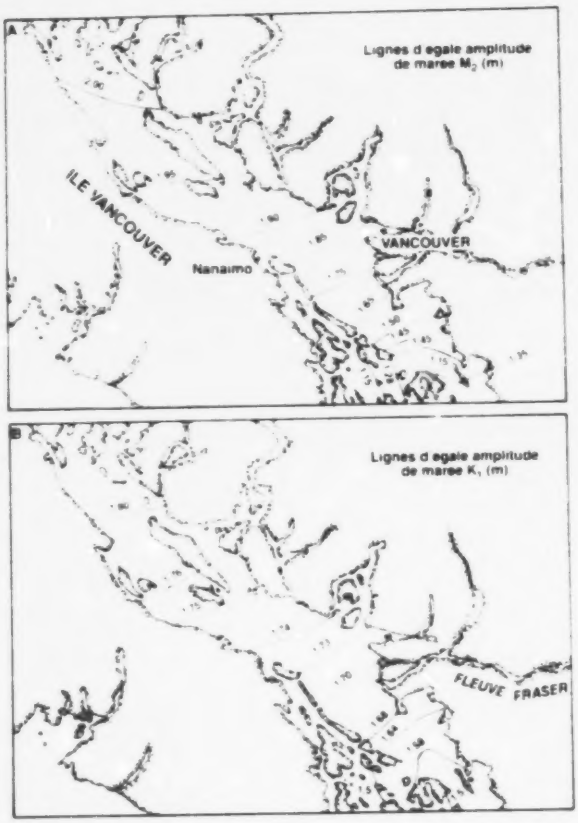


FIG. 10.11 Lignes d'égale amplitude de marée pour (A), la principale composante semi-diurne M_2 et (B), la principale composante diurne K_1, dans le détroit de Géorgie. (D'après Parker 1977)

plus de 30 min d'écart d'un point à un autre du détroit de Géorgie, entre deux phases identiques de marée. La marée réelle est, en somme, une combinaison des composantes M_2 et K_1 et se comporte de la même façon (fig. 10.12). Les fluctuations semi-diurnes étant légèrement

Fig. 10.12 Lignes d'égale amplitude moyenne de marée dans le détroit de Géorgie (D'après Barker 1974)

plus importantes que les diurnes, les marées dans le détroit sont mixtes, à prédominance semi-diurne. Par conséquent, il existe des différences de hauteur entre les pleines mers et les basses mers successives, c'est l'inégalité diurne. L'inégalité diurne pour les pleines mers successives est toujours inférieure à celle des basses mers successives, et la séquence des marées suit toujours le même schéma : pleine mer supérieure, basse mer supérieure, pleine mer inférieure, basse mer inférieure, illustré dans la figure 3.5 pour la pointe Atkinson, près de Vancouver.

En plus de son inégalité quotidienne en hauteur, l'amplitude de la marée dans le détroit de Géorgie subit une variation bimensuelle due aux changements cycliques dans la déclinaison et la phase de la lune, avec une diminution de l'influence de la déclinaison vers le nord, le long du chenal. Les marées de vive eau, qui se produisent tous les 15 jours, apparaissent presque exactement 26 h après la nouvelle ou la pleine lune, ce qui correspond à un délai d'environ 15 h dans la partie orientale du détroit Juan de Fuca.

Chaque année, les amplitudes maximales de marée surviennent durant les solstices d'hiver et d'été lorsque le soleil et la lune atteignent leur plus grande déclinaison nord-sud en même temps. Les amplitudes minimales se produisent aux équinoxes de printemps et d'automne. Par conséquent, à partir du mois de mars, alors que la basse mer est inférieure dans le détroit en fin d'après-midi, la marée basse survient de plus en plus tôt en s'accentuant chaque jour. À la fin de juin, les marées diurnes les plus basses se produisent au milieu de la journée lorsque le soleil est au zénith et que la nouvelle lune coïncide avec la déclinaison lunaire maximale au sud de l'équateur. Pour se baigner au banc Spanish, à Vancouver, en été, il est préférable d'attendre le soir, pour que l'eau ait été réchauffée en passant sur les grands bancs de sable durant la marée montante.

La force de Coriolis n'entraîne une amplitude légèrement plus forte des marées qu'aux abords du détroit et non dans sa partie intérieure. Cela est compréhensible puisque, sauf dans sa partie méridionale, le détroit de Géorgie n'est traversé que par de faibles courants, peu sensibles par conséquent à la rotation de la terre. Au contraire, la différence de l'amplitude des marées dans tout le détroit Juan de Fuca est beaucoup plus prononcée à cause des courants de marée sensiblement plus forts dans ce chenal. Finalement, la force centrifuge de l'onde de marée, provenant du détroit d'Haro, qui tourne dans le détroit de Géorgie, provoque l'arrivée des marées quelques minutes plus tôt du côté américain, au sud de la baie Boundary, que dans le reste de la partie méridionale du détroit. De manière générale, cependant, la forte courbure du chenal a moins d'influence sur le flux que les baies et les caps locaux.

Courants de marée

Tout comme dans les autres régions côtières, les courants du détroit de Géorgie sont modifiés par les marées, les vents, le débit du fleuve, la force de Coriolis, les forces centrifuges et la bathymétrie du chenal. À cause des changements dans l'importance relative de ces facteurs le long du chenal, divers mouvements de circulation se superposent, dans le détroit, au mouvement du flux. L'écoulement du Fraser, par exemple, a une influence plus directe sur la structure du flux dans la couche superficielle des secteurs méridional et central du détroit que dans le secteur septentrional. Même si les courants de marée constituent la forme prédominante du mouvement dans le détroit, leur force varie considérablement sur la longueur du détroit et selon la profondeur de celui-ci, et vient embrouiller davantage un régime océanographique déjà complexe.

Les courants de marée observés dans le détroit de Géorgie présentent les caractéristiques d'une vague stationnaire où le flux maximal se produit environ 3 h avant la pleine mer et le reflux maximal environ 3 h avant la basse mer (fig. 10.13). Cette relation entre la marée et les courants de marée est assez étroite dans la partie nord du détroit et se relâche légèrement vers le sud où la nature progressive de la marée océanique domine. Ainsi que les marées, les courants de marée du détroit peuvent être classés comme mixtes, surtout semi-diurnes avec une inégalité diurne dans l'ampleur des flux et reflux successifs. La séquence des courants de marée est la suivante : reflux maximal fort, flux maximal fort, reflux maximal faible, flux maximal faible, et correspond à la séquence des hauteurs de la marée décrite dans la section précédente. En terme de composantes, les courants de marée semi-diurnes (M_2) sont généralement beaucoup plus forts que les courants de marée diurnes (K_1). La principale raison de ce phé-

nomène c'est que les courants semi-diurnes doivent transporter approximativement la même quantité d'eau que les courants diurnes, en moitié moins de temps.

À marée montante, le flux présente les caractéristiques générales suivantes. En contournant la pointe vers les îles San Juan, l'eau est légèrement déviée vers l'est par les forces centrifuges, si bien que la pleine mer est plus forte et survient plus tôt du côté américain que du côté canadien. Une grande partie du flux pénètre alors dans le détroit d'Haro pendant que le reste se déplace vers le nord par le chenal Middle et le détroit Rosario. Dans ces passes relativement étroites, un plus grand frottement retarde considérablement le flux et en fait refluer une partie dans le détroit de Puget (voir Courants de marée, chapitre 3). Bien que l'eau soit transportée vers l'intérieur puis vers l'extérieur du détroit de Géorgie au cours des marées, cet échange est environ 15 fois plus important par les chenaux du sud que par ceux du nord. Donc, pour la plus grande partie, les marées pénètrent dans le détroit de Géorgie et en sortent par le détroit d'Haro et le détroit Rosario, le volume passant par le premier étant approximativement 3 fois plus élevé que pour le dernier.

Presque toute l'eau qui pénètre dans le détroit d'Haro continue le long du chenal principal pour finalement arriver dans le détroit de Géorgie par la passe Boundary. Toutefois, une portion significative de l'eau dévie vers le nord-ouest par le chenal Swanson et ensuite entre dans le chenal Trincomali, où elle s'entasse entre les îles Gulf comme une sorte de bâche d'alimentation, terme technique employé pour désigner un bassin partiellement fermé, utilisé pour maintenir une charge hydraulique. En conséquence, l'eau s'écoule par les passes dans le détroit de Géorgie pour produire les grands courants de flot associés aux passes Gabriola, Porlier et Active (fig. 10.1). À ce moment, de dangereux clapotis apparaissent souvent aux extrémités orientales de ces passes.

Dans la partie principale du détroit de Géorgie, les courants de flot se dirigent vers le nord-ouest plus ou moins parallèlement à la côte. Au nord de la pointe Roberts, l'avance du flux subit un ralentissement marqué à cause de l'augmentation appréciable de la largeur du chenal. Le détroit étant assez large, les courants y sont aussi influencés par la force de Coriolis, qui les dévie très légèrement vers la droite. Cela entraîne un léger gauchissement d'environ 10 cm à travers le détroit,

FIG. 10.13 Courants de marée, heures des flux et des reflux maximaux par rapport aux hauteurs de la marée à la pointe Atkinson (étoile). Sauf près du delta du fleuve Fraser, les courants de marée maximaux de surface surviennent environ au milieu du cycle semi-diurne de la marée, 2 à 4 h avant la basse ou la pleine mer. (Avec l'autorisation de S. Hugget et P. Crean)

vers le continent, assez pour engendrer des courants légèrement plus forts de ce côté que du côté de l'île Vancouver. Au sud des îles Quadra et Cortes la marée se propageant vers le nord rencontre celle qui descend vers le sud par les chenaux du nord, de sorte que la configuration des marées dans la partie septentrionale du détroit est confuse et très variable. Apparemment, dans le secteur nord-est, les deux marées tournoient et se rencontrent près de Lund, dans le détroit de Desolation.

En raison de l'oscillation sur place de la marée dans le détroit de Géorgie, il y a étale de haute mer avant que le courant se renverse avec le reflux. Contrairement au flux, le reflux se fait vers le sud-est, avec une légère déviation vers l'île Vancouver, ce qui produit, du côté occidental du détroit, des courants de marée plus forts de quelques centimètres par seconde et d'une durée légèrement plus longue que ceux du côté du continent. Les courants de marée dans les passes et les inlets contigus au détroit sont aussi inversés durant le reflux et les clapotis sont peu fréquents. Il y a une accélération du reflux dans les parties étroites du détroit au sud de la pointe Roberts.

Les courants de marée dans le détroit de Géorgie sont généralement faibles, sauf dans les passes et les goulets, et leur présence dans les eaux de surface est souvent cachée par les courants provoqués par le vent et l'écoulement du fleuve. C'est pourquoi il est parfois impossible de savoir quelle fraction du courant observé est véritablement produite par la marée. Pour déterminer avec précision le mouvement des marées dans tout le détroit, des mesures de courants devraient être prises sur une vaste région, en plusieurs endroits, à différentes profondeurs, et à différentes phases de la marée. Cela serait fort coûteux, difficile et long. Heureusement, il existe un moyen de contourner ce problème par la mise au point d'une simulation par ordinateur des marées et des courants de marée. Pat Crean, de l'Institut des sciences de la mer de Sidney (C.-B.), a développé un tel modèle pour les eaux du détroit de Géorgie et du détroit Juan de Fuca.

Il a fallu plus de 10 ans d'efforts constants pour amener le modèle de M. Crean au degré de perfectionnement actuel. Au cours de cette période, le modèle a été considérablement modifié pour inclure un plus grand nombre des mécanismes physiques qui peuvent affecter les marées et pour mettre à profit les progrès de la technologie informatique et des techniques d'analyse numérique. De plus, il a été nécessaire de mesurer les marées et les courants à des endroits précis, dans les deux détroits, pour vérifier la validité des résultats de la simulation par ordinateur. Comme les résultats du modèle actuel reproduisent fidèlement les mesures réelles pour une grande variété de marées, la possibilité de prévision des marées et des courants de marée s'est considérablement accrue. Par exemple, il est maintenant possible de simuler le mouvement de la marée dans tout le détroit à un moment donné et de prédire à long terme, le déplacement, provoqué par la marée, d'agents polluants comme les hydrocarbures. Le modèle informatique aide aussi les scientifiques à déterminer quel processus physique influence le plus le paramètre océanique dans les eaux côtières intérieures. Enfin, les spécialistes espèrent qu'il sera possible de raffiner le modèle pour simuler l'influence des vents, de l'écoulement du fleuve Fraser et des conditions dans le Pacifique sur la circulation des masses d'eau dans le détroit de Géorgie et le détroit Juan de Fuca.

Des cartes du mouvement des marées, choisies parmi celles produites par le modèle, ont été reproduites aux figures 10.14, 10.15. La première série de cartes (fig. 10.14A, B) présente des instantanés des courants de marée de surface en période de flux et de reflux maximum dans tout le détroit, du cap Flattery jusqu'au cap Mudge. Ces « cartes générales » sont dérivées d'une version antérieure du modèle. Les cartes détaillées les plus récentes, figures 10.15A à 10.15C, nous donnent une image beaucoup plus précise des courants mais sont limitées à la partie sud du détroit de Géorgie et à la partie est du détroit Juan de Fuca. (Les résultats du modèle de la carte générale sont utilisés comme « entrée » pour le modèle de la carte détaillée.) Les trois cartes de courant de marée correspondent respectivement au flux maximal, et au mouvement 2 h après le flux maximal et le reflux maximal. Dans chaque cas, les flèches (ou vecteurs) indiquent la vitesse moyenne des courants de marée, de la surface jusqu'au fond océanique, en un endroit particulier pour la phase désignée de la marée. Dans les cartes générales, le vecteur de vitesse représente le courant de marée moyen au centre d'un carré d'une surface d'eau de 4 km de long sur 4 km de large; dans les cartes détaillées, la moyenne est établie sur une surface plus petite de 2 km de long sur 2 km de large. La même méthode s'applique à la profondeur de l'eau pour chaque genre de carte. (Les coûts d'exploitation augmentent rapidement en fonction de la grandeur de l'échelle du modèle informatisé. Par conséquent, en dehors des restrictions scientifiques, le coût devient le facteur limitatif principal de la restitution du détail par le modèle des marées.) Le modèle tient compte de la profondeur variable de l'eau, de la configuration de la ligne de rivage, de la rotation de la terre (force de Coriolis) des effets de frottement et de l'attraction terrestre. Mais il ne rend pas compte de l'influence de la circulation des vents, de la pression atmosphérique, de l'écoulement du fleuve ni de la densité variable de l'eau.

La simulation informatisée n'englobe que les courants de marée « purs », il peut donc y avoir des différences considérables entre les courants de surface observés et modélisés, à cause des répercussions de l'écoulement des cours d'eau et aussi des vents. Ceci est particulièrement vrai pendant les périodes de grand débit du fleuve Fraser ou de grands vents. Le lecteur prudent considérera donc les cartes de courants comme un indicateur du régime type de flux et de reflux plutôt que comme une bible. En outre, les chenaux étroits comme les goulets Dodd et False ne sont que sommairement évalués dans la simulation. (Comme le volume réel d'eau qui y entre est petit, ces passes ne sont pas indispensables à la simulation des courants de marée dans les chenaux principaux, même si leur importance locale est considérable.) Les contre-remous localisés ne peuvent pas être délimités non plus par le modèle si leur dimension est égale ou inférieure à la superficie des carrés de la carte sur lesquels la moyenne des mouve-

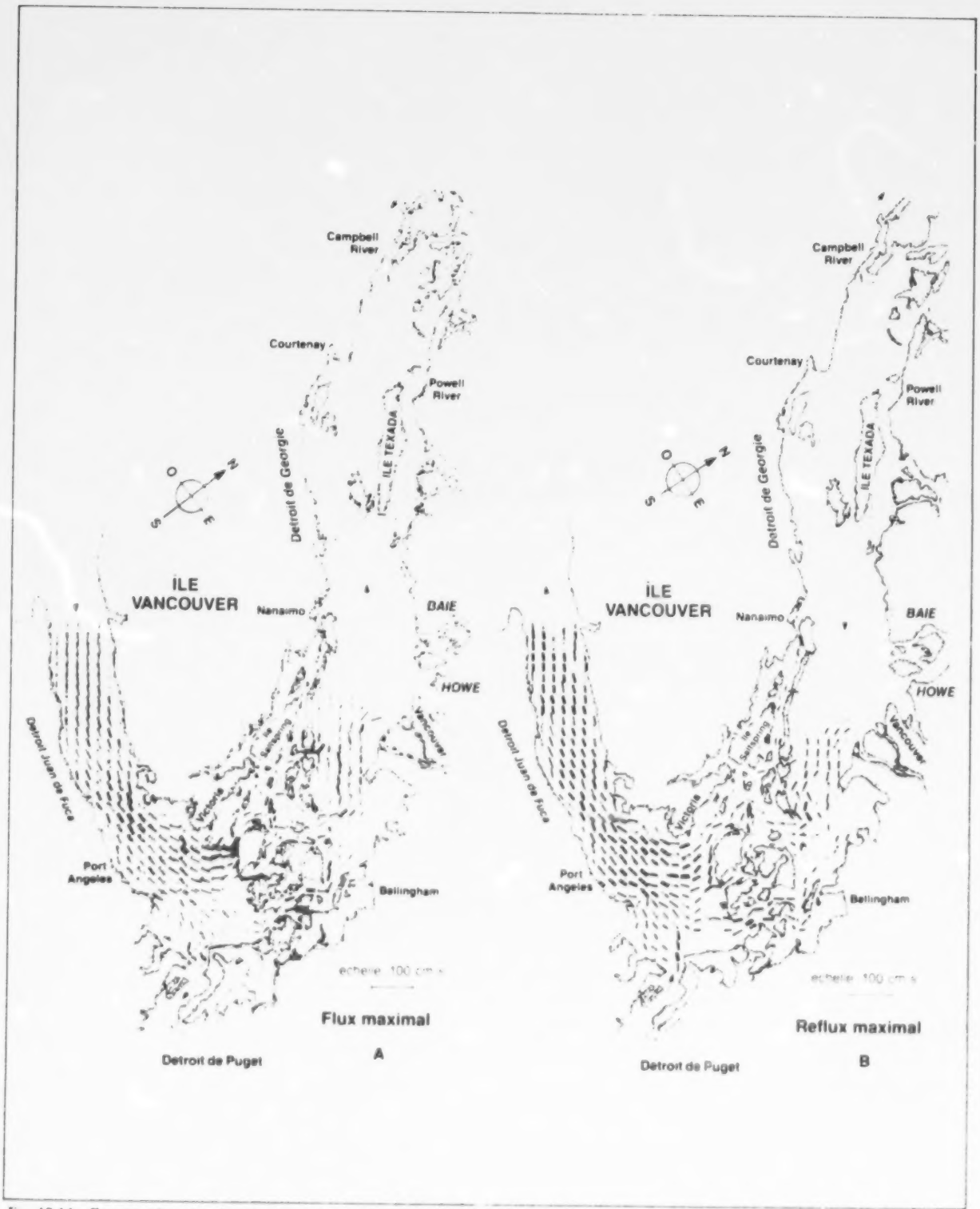


FIG. 10.14 Courants de marée dans le réseau détroit de Géorgie-détroit Juan de Fuca, calculés d'après la carte générale du modèle de simulation informatisé de Crean pour une importante marée semi-diurne. Les graphiques correspondent en (A), au flux maximal et en (B), au reflux maximal. Le modèle est étalonné selon le courant observé et les données de hauteur de marée dans les deux détroits. La direction du mouvement de l'eau, au centre de chaque carré de 4 x 4 km de la grille est indiquée à partir du point, la longueur totale de chaque ligne (vecteur) s'écarte du point proportionnellement à la vitesse du courant (la vitesse réelle est obtenue à l'aide de l'échelle 100 cm/s ou 2 kn). Lorsque le courant est fort et la ligne qui le représente trop longue pour bien s'adapter au graphique, cette ligne a été séparée en segments représentés côte à côte. La ligne côtière réelle a été dessinée sur la ligne de rivage donnée par l'ordinateur. (Avec l'autorisation de P. Crean).

FIG. 10.15 Courants de marée dans le détroit Juan de Fuca et dans la partie méridionale du détroit de Géorgie, calculés d'après la carte détaillée du modèle de simulation informatisé de Crean. Les graphiques représentent trois phases de marée mixte à la pointe Atkinson : en (A), le flux maximal, en (B) le mouvement 2 h après le flux maximal, et en (C) le reflux maximal. Les vecteurs de vitesse sont tracés à partir des petites croix et représentent les courants de surface moyens pour des carrés de 2 x 2 km. La longueur totale des vecteurs à chaque endroit est proportionnelle à la vitesse du mouvement de l'eau. Le développement d'un grand remous antihoraire à l'est des rochers Race suit le flux maximal; de grands remous se forment aussi à l'est de l'île Saturna et à l'extrémité sud du détroit d'Haro. (Avec l'autorisation de P. Crean et A. Douglas)

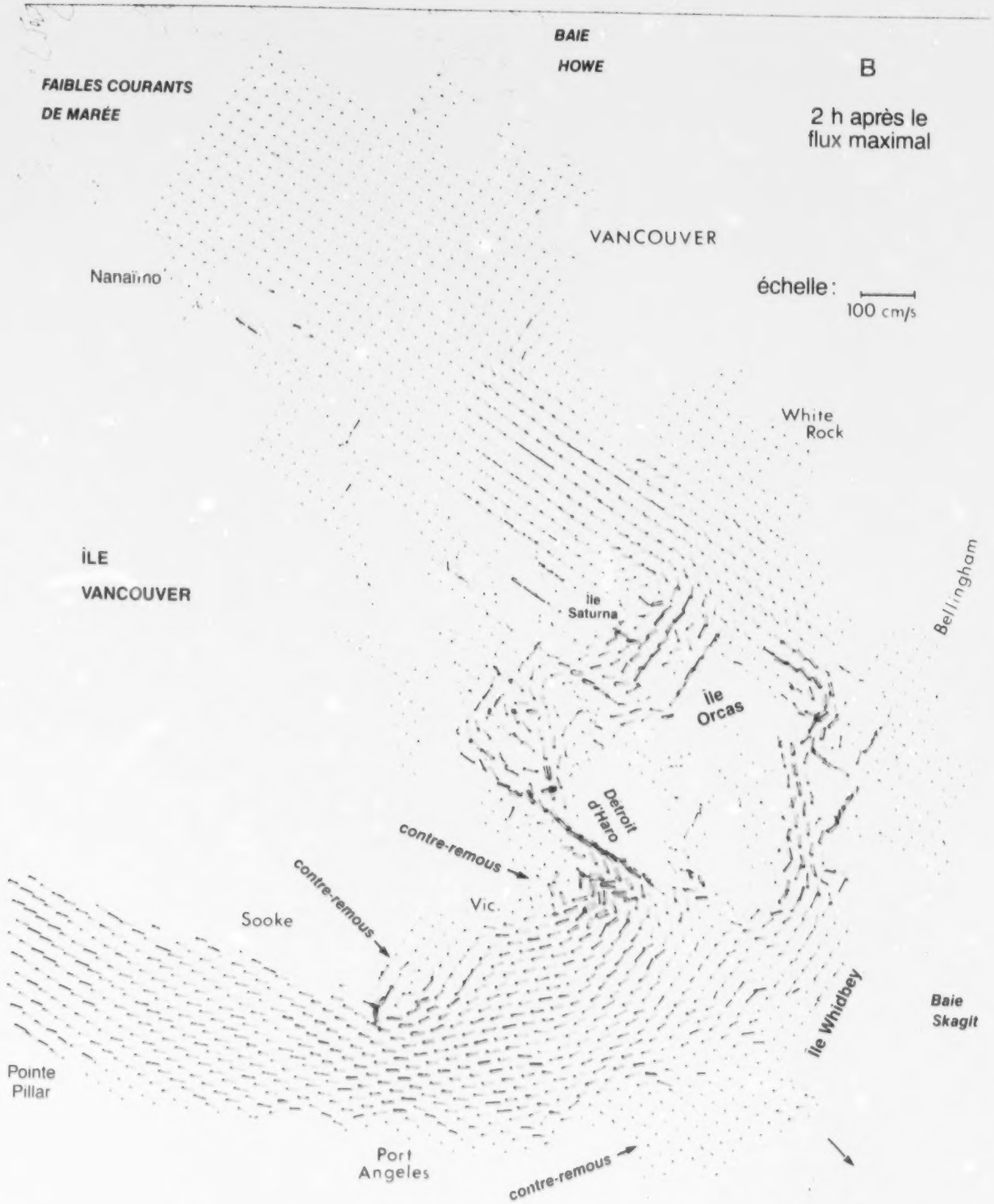


FIG. 10.15 Courants de marée dans le détroit Juan de Fuca et dans la partie méridionale du détroit de Géorgie, calculés d'après la carte détaillée du modèle de simulation informatisé de Crean. Les graphiques représentent trois phases de marée mixte à la pointe Atkinson : en (A), le flux maximal, en (B) le mouvement 2 h après le flux maximal, et (C) le reflux maximal. Les vecteurs de vitesse sont tracés à partir des petites croix et représentent les courants de surface moyens pour des carrés de 2 x 2 km. La longueur totale des vecteurs à chaque endroit est proportionnelle à la vitesse du mouvement de l'eau. Le développement d'un grand remous antihoraire à l'est des rochers Race suit le flux maximal; de grands remous se forment aussi à l'est de l'île Saturna et à l'extrémité sud du détroit d'Haro. (Avec l'autorisation de P. Crean et A. Douglas)

FIG. 10.15 Courants de marée dans le détroit Juan de Fuca et dans la partie méridionale du détroit de Géorgie, calculés d'après la carte détaillée du modèle de simulation informatisé de Crean. Les graphiques représentent trois phases de marée mixte à la pointe Atkinson : en (A), le flux maximal, en (B) le mouvement 2 h après le flux maximal, et en (C) le reflux maximal. Les vecteurs de vitesse sont tracés à partir des petites croix et représentent les courants de surface moyens pour des carrés de 2 x 2 km. La longueur totale des vecteurs à chaque endroit est proportionnelle à la vitesse du mouvement de l'eau. L: développement d'un grand remous antihoraire à l'est des rochers Race suit le flux maximal; de grands remous se forment aussi à l'est de l 'île Saturna et à l'extrémité sud du détroit d'Haro. (Avec l'autorisation de P. Crean et A. Douglas)

ments et de la profondeur des masses d'eau est calculée. Au mieux, la ligne de rivage réelle peut être représentée approximativement par une série de courtes lignes droites correspondant aux côtés du quadrillage informatisé, le long des limites des terres du modèle. Par conséquent, le tracé des courants de marée près des rivages peut différer sensiblement de la réalité. Enfin le modèle est incapable encore de simuler les forts mouvements de flux et de reflux associés aux hauts-fonds découvrants du delta du fleuve Fraser. Dans la figure 10.15 la hauteur de ces bancs a été arbitrairement établie à 5 m, si bien que les courants modélisés ne représentent que très approximativement le mouvement réel des masses d'eau. Les modèles futurs incluront cependant les mouvements de l'eau sur les bancs avec précision puisque ces obstacles peuvent constituer des dangers pour la navigation près du delta.

Malgré ses lacunes, la simulation par ordinateur révèle de nombreux aspects des courants de marée dans le détroit de Géorgie et dans le détroit Juan de Fuca. (Ce dernier sera traité dans le prochain chapitre.) Par exemple, les cartes générales (fig. 10.14), montrent que les courants de marée dans le détroit de Géorgie s'affaiblissent progressivement vers le nord pour finalement se renverser là où le flux du sud rencontre celui qui entre dans le détroit par les chenaux du nord. Bien que les courants aient la même direction générale dans presque tout le détroit, ceux de la partie sud du détroit de Malaspina, à l'est de l'île Texada, circulent dans le sens horaire durant le flux. Les cartes détaillées (fig. 10.15) indiquent de nombreuses trajectoires de grands remous dans le détroit de Géorgie, particulièrement à la marée montante. Le grand remous antihoraire qui se forme au nord des îles Tumbo et Saturna, au cours du flux, semble être un des principaux systèmes de circulation dans le détroit.

Le modèle informatisé est en mesure de simuler d'autres facettes du régime de marée, en plus des courants, dans le détroit de Géorgie et le détroit Juan de Fuca. La figure 10.16 nous montre qu'il est possible d'obtenir des coupes tridimensionnelles de l'élévation de la surface de la mer par rapport à un plan de référence arbitraire. La grande différence entre le niveau d'eau des deux détroits indique clairement l'effet de ralentissement qu'ont les chenaux étroits, entre les îles San Juan et Gulf, sur le passage de l'onde de marée océanique se

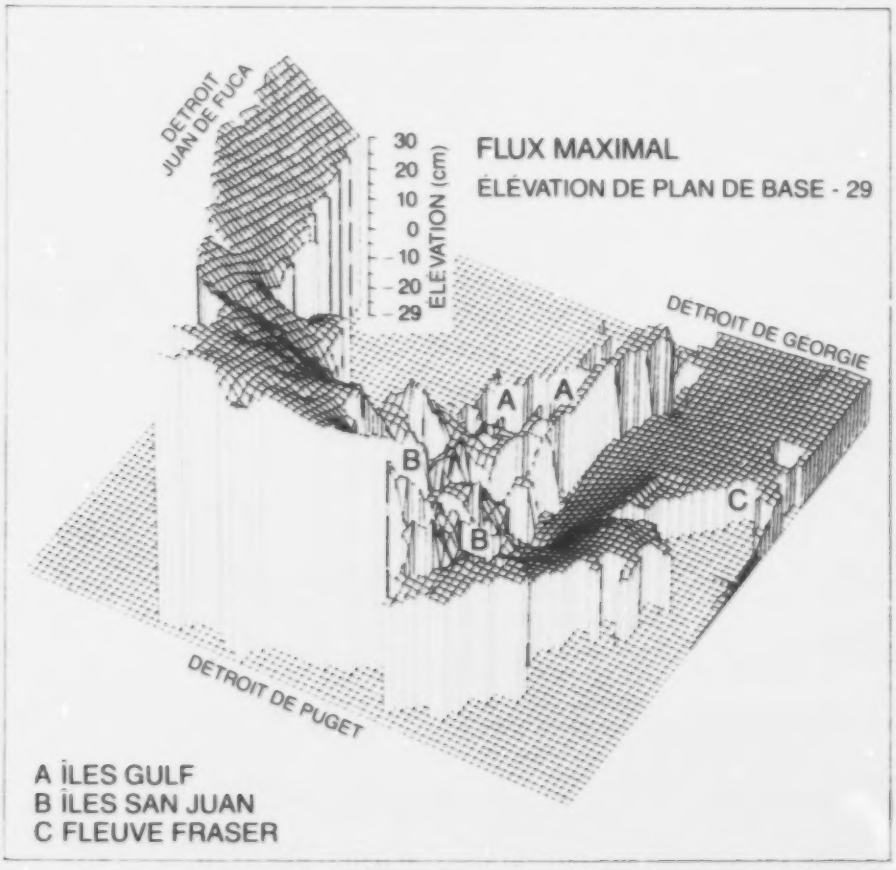


FIG. 10.16 Simulation informatisée des élévations de la surface de l'eau durant un flux maximal, de l'entrée ouest du détroit Juan de Fuca à l'extrémité nord du détroit de Géorgie. Le plan de base est situé arbitrairement à -29 cm; les hauteurs de la surface de l'eau au-dessus de ce niveau sont exprimées en centimètres. Remarquer les élévations légèrement plus prononcées du côté américain du détroit Juan de Fuca à cause de l'effet de Coriolis sur les courants de flot, et les dénivellations abruptes de l'eau à travers les îles. (Avec l'autorisation de P. Crean)

propageant vers l'intérieur. Ce sont des différences de ce genre qui expliquent les courants de marée rapides dans les passages reliant le détroit de Géorgie au détroit Juan de Fuca. Les heures de pleine et de basse mer entre les îles San Juan et Gulf coïncident avec celles du détroit d'Haro, pas avec celles du détroit de Géorgie.

Courants observés

Bien qu'il y ait eu quelques observations de courants dans les chenaux de marée navigables au sud-ouest de la Colombie-Britannique dès 1895, ce n'est qu'assez récemment que les courants ont commencé à être mesurés dans le détroit de Géorgie. Cela est probablement dû autant à un manque d'effort et d'intérêt qu'à la pauvreté de la technologie. En toute honnêteté, il faut cependant souligner que les mesures de courant ne sont ni faciles ni peu coûteuses.

Comme tout navigateur le sait, la détermination de la direction et de la vitesse du courant de surface n'est pas une mince tâche. Comment cela se fait-il? Une des méthodes les plus vieilles et les plus économiques est la technique de la « bouteille dérivante » popularisée par les naufragés dans les films hollywoodiens. Cette fois c'est pour des fins scientifiques que des bouteilles scellées, presque submergées, sont mises à l'eau. Elles contiennent une carte officielle promettant une petite récompense à ceux que les trouvent, si la carte est renvoyée à l'expéditeur avec mention de l'heure et de l'endroit de la récupération. Une estimation sommaire de la dérive de surface peut alors être faite en calculant le temps que les bouteilles ont mis à parcourir la distance entre le point de largage et celui de la récupération. Durant les étés de 1926 et 1929, 1636 de ces bouteilles ont été larguées dans le détroit de Géorgie. Les 41 % de bouteilles récupérées indiquaient qu'il y avait une nette dérive nord-ouest le long du côté est du détroit et une dérive sud-est le long du côté ouest, sur de nombreux cycles de marée. D'après ces données, Waldichuk (1958) affirmait qu'il y avait, dans le détroit, une circulation générale antihoraire qui se superposait au mouvement de flux et de reflux des courants de marée. Un plus petit courant giratoire, dans la même direction, semblait aussi exister au sud d'une ligne imaginaire entre Sand Heads et la passe Active.

L'ennui, c'est que les bouteilles ne permettent pas vraiment de mesurer les courants avec précision, parce que les vents et les vagues les influencent de façon imprévisible, et qu'elles peuvent demeurer longtemps sur la plage avant d'être récupérées. Une méthode plus perfectionnée consiste à attacher des courantomètres (instruments qui enregistrent la direction et la vitesse des courants en un point déterminé) à des profondeurs variables sur une amarre ancrée. Cela fonctionne bien, sauf près de la surface, où les billes de bois et la circulation maritime peuvent causer des dommages considérables et où l'oscillation des vagues peut rendre les enregistrements des instruments incohérents. Par conséquent, les observations de ce genre ne sont généralement pas prises à moins de 5 m sous la surface. Des variations considérables des vitesses et des directions du courant pouvant se produire à différentes profondeurs, particulièrement dans les régions influencées par l'écoulement du fleuve, d'autres méthodes sont nécessaires pour déterminer le comportement des courants de surface de manière plus précise.

Heureusement, il y a deux autres méthodes spécialement applicables à la mesure des courants près de la surface. Dans la première, des petites bouées dérivantes, appelées dériveurs à drogue, sont utilisées; leur mouvement peut être suivi jour et nuit par un appareil radar navalisé ou terrestre. (Au large des terres, des satellites sont utilisés pour suivre les bouées dérivantes.) La partie essentielle de ces bouées consiste en une structure d'une surface relativement large qui pend sous le flotteur pour minimiser l'effet des vents et des vagues. Appelée drogue à courant, elle assure la stabilité du système par rapport au mouvement de l'eau, comme la quille du bateau prévient la dérive. Si elles ne sont pas entraînées sur la grève, les bouées donneront une lecture de la vitesse et de la direction moyennes du courant à une profondeur comparable à celle de la quille de la plupart des yachts (environ 2 m). Les premières mesures, au moyen de « dériveurs » suivis à la trace dans le détroit de Géorgie, ont été prises par Pickard durant l'été de 1954. (Il utilisait à l'époque des « bâtons de dérive » qui n'ont pas de drogue, mais le principe est le même.) Les observations duraient 25 h (un cycle de marée) et étaient prises en six endroits différents entre la pointe Roberts et l'île Galiano, et à deux endroits dans le chenal Trincomali. Les courants de surface atteignaient en moyenne 23 cm/s (0,45 kn) lors du flux et 43 cm/s (0,85 kn) durant le reflux, avec des maximums allant jusqu'à 100 cm/s (2 kn) dans chaque cas. Dans le détroit, ces courants étaient attribués aux marées et à l'écoulement important du Fraser, les vents soufflant généralement à moins de 2,5 m/s (5 kn).

La deuxième méthode est fondée sur l'utilisation des eaux boueuses, drainées des terres, comme traceur naturel du mouvement de l'eau de surface, et est applicable aux régions du détroit de Géorgie qui sont directement sous l'influence de l'écoulement du Fraser. Les photos aériennes et satellitaires sont précieuses à cet égard, même si la couverture de nuages vient souvent former obstacle (fig. 10.17, pl. 12).

Comme en toute logique le mouvement des eaux de surface est principalement influencé par les marées, les vents et l'écoulement du Fraser, il convient de se demander dans quelle mesure le comportement des courants de surface observés correspond à celui des courants prévisibles, engendrés par les marées et les vents locaux. Il nous semble préférable de diviser le détroit en trois régions distinctes pour répondre à cette question (fig. 10.18).

Le détroit septentrional

Cette partie du détroit est caractérisée par des courants de marée faibles et variables (voir par exemple la fig. 10.14). Dans la majeure partie de la région, ces courants n'atteignent que des vitesses d'environ 10 cm/s, sauf aux approches méridionales du passage Discovery. Les courants de marée dans le chenal Sabine, entre les îles Texada et Lasqueti, et dans le détroit de

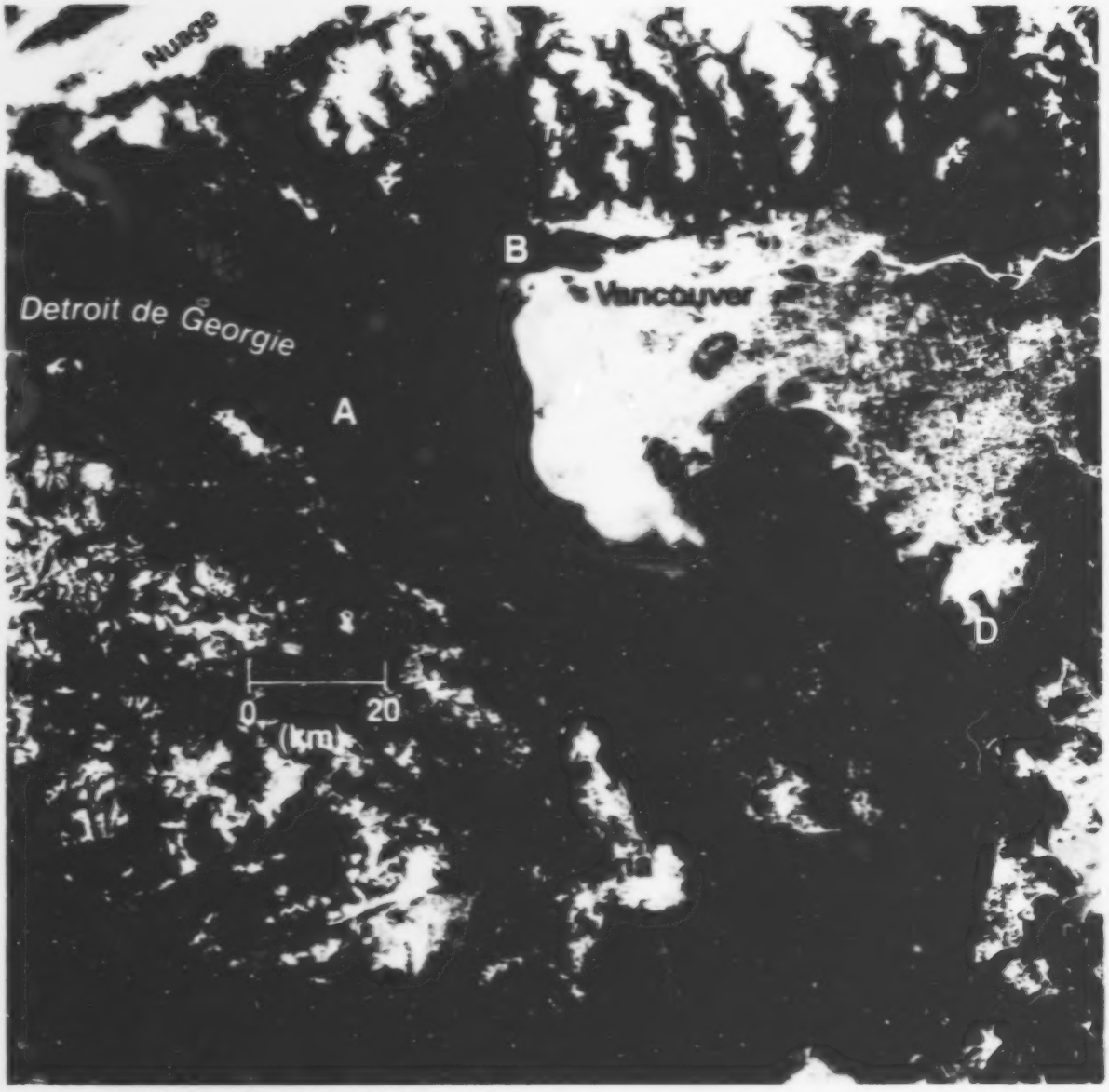


FIG. 10.17 Image prise par le satellite LANDSAT montrant le déplacement vers le sud-est des sédiments du fleuve Fraser dans la partie méridionale du détroit de Géorgie, le 20 juillet 1974. En (A), la trajectoire de dispersion des sédiments (à mi-chemin entre le reflux maximal et l'étale de basse mer) indique un mouvement de l'eau de surface le long des îles Gulf, dans la passe Porlier, accompagné d'un remous cyclonique à l'est de l'île Gabriola. En (B), les sédiments en suspension provenant du bras nord du Fraser s'écoulent dans l'inlet Burrard. En (C), le déversement des sédiments de la rivière Skagit dans la baie du même nom est visible, de même qu'en (D), ceux de la rivière Nooksack dans la baie Bellingham. (Avec l'autorisation de R.A. Feely)

Malaspina, peuvent atteindre 50 cm/s ou plus en certaines occasions, mais se situent généralement à la moitié de cette valeur.

Étant donné la faible quantité de données enregistrées, les connaissances concernant les courants de surface dans la partie septentrionale du détroit de Géorgie sont minimes, exception faite des notions générales sur les mouvements des marées. Bien que les études faites dans les années 20, à l'aide de bouteilles dérivantes, aient indiqué qu'il existait dans cette région une circulation générale antihoraire avec une déviation vers l'ouest à l'extrémité nord et vers le sud du côté de l'île Vancouver, cela reste à confirmer. Selon les données du chapitre 4, toutefois, l'importance des courants de dérive dans cette région peut être considérée comme généralement faible, en

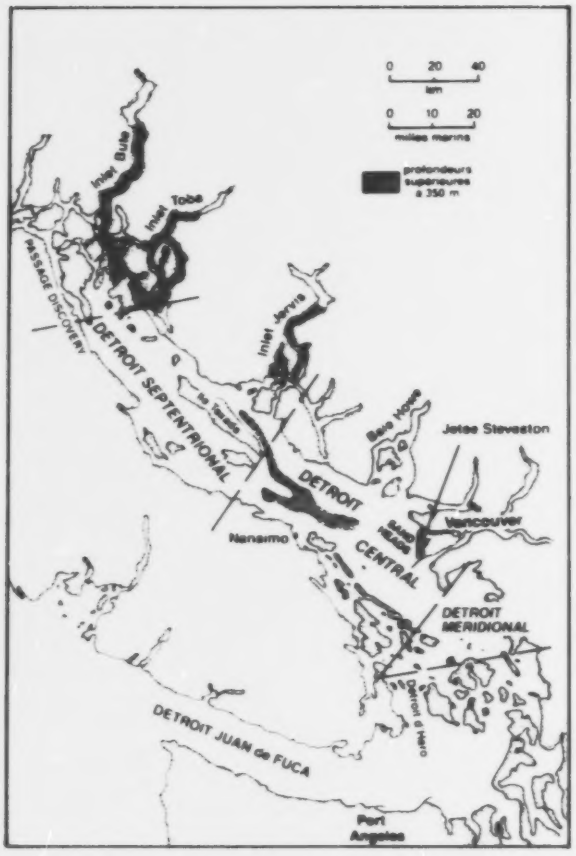


FIG. 10.18 Les trois régions océaniques du détroit de Géorgie. Les profondeurs supérieures à 350 m (200 brasses) sont indiquées par des traits hachurés.

dépit de la persistance et de la force des vents locaux. La raison de ce phénomène est que l'eau n'a pas, normalement, une stratification distincte durant la majeure partie de l'année. Par conséquent, la vitesse maximale de l'eau de surface sous un vent régulier soufflant dans l'enfilade du détroit n'est égale qu'à environ 3 % de la vitesse du vent. Même sous un vent fort et persistant de 10 m/s (20 kn), la vitesse du courant ne sera, au mieux, que de 30 cm/s (0,6 kn). Avec des vents transversaux, ou de courte durée (moins de 12 h), cette vitesse sera un peu inférieure.

En été, la situation générale peut se modifier légèrement lorsque le soleil réchauffe les quelques mètres supérieurs de l'eau, allégeant ainsi cette couche par rapport à l'eau froide sous-jacente. Cela crée le phénomène des « eaux glissantes » exposé dans le chapitre 4, et permet à la couche de surface de glisser plus facilement dans le sens du vent. Un vent de 10 m/s peut alors produire des courants de surface dépassant 50 cm/s, si la couche superficielle n'est pas assez fortement agitée par l'action des vagues pour perdre son identité (voir fig. 4.3).

Le détroit central

Cette partie du détroit est caractérisée par des courants de marée modérément forts et par l'écoulement du fleuve Fraser. La proximité des régions densément peuplées du grand Vancouver, en fait la voie navigable la plus achalandée de la Colombie-Britannique. C'est la région la plus étudiée du détroit parce que c'est là que se déverse la majorité des eaux usées urbaines et industrielles du bas-continent et que c'est également une importante aire d'alimentation du saumon migrateur. Il est donc possible de voir jusqu'à quel point les courants observés ressemblent à ceux qu'un navigateur peut prévoir selon les vents et les marées. À cette fin, nous utiliserons les résultats des études faites à l'aide de dériveurs à drogue, entre 1966 et 1968, ainsi que certaines données d'études récentes faites par photographie aérienne.

Au départ, il est indispensable d'évaluer l'influence de l'écoulement du Fraser sur la circulation d'eau dans la partie centrale du détroit. Environ 75 % de l'apport d'eau douce dans le détroit de Géorgie provient du Fraser qui draine, à lui seul, environ 25 % de toutes les terres de la Colombie-Britannique. Au total, 70 % de ses eaux rejoignent le détroit par le chenal principal près de Steveston. Durant la fonte des neiges, de la fin du printemps à l'été, les eaux du fleuve, plus légères, se répandent sur une partie du détroit en une couche saumâtre, vaseuse, d'une épaisseur variant de 1 à 10 m. Comme le débit du mois de juin à la mi-juillet, peut excéder 11 000 m^3/s (390 000 pi^3/s) (fig. 10.19), la superficie totale couverte par ces eaux brouillées peut être très vaste, surtout lorsque les nombreuses flaques et filets d'eau douce séparés de la trajectoire principale sont pris en compte. En hiver, toutefois, l'écoulement semble plus confiné à la région littorale du delta Fraser; vers la mi-mars, le débit diminue généralement jusqu'à environ 1 000 m^3/s (35 300 pi^3/s) et l'eau du fleuve n'atteint

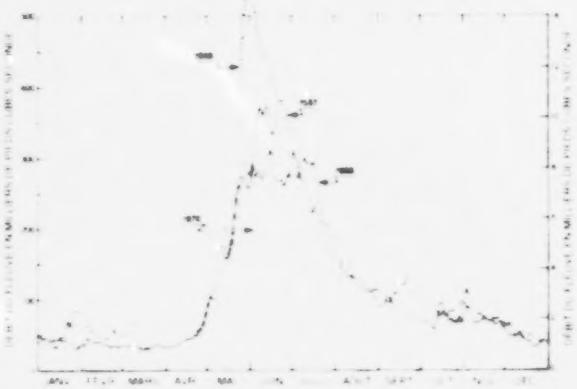


FIG. 10.19 Volume d'eau par seconde, dans le lit du fleuve Fraser pour 4 années différentes. (Mesures prises à Hope, au fond de la vallée du Fraser.) Une partie seulement de la courbe d'écoulement de 1948 est indiquée. (Le débit, très important cette année-là, a provoqué de graves crues printanières dans la vallée du Fraser).

plus alors la partie centrale du détroit. La démarcation entre les eaux saumâtres de couleur pâle et les eaux salées plus foncées, d'origine plus océanique, est généralement très nette, sauf s'il y a de très fortes vagues. L'action de l'écoulement est double : premièrement, l'écoulement des eaux du fleuve par le bras principal est orienté sous sa propre impulsion vers le sud-ouest, en direction des îles Gulf; et deuxièmement, le fleuve est une source d'eau de surface légère produisant le phénomène d'eau glissante qui favorise les courants de dérive. Les courants de marée, plus réguliers, qui se superposent aux courants produits par les vents et à l'écoulement du fleuve, se dirigent vers le sud-est au reflux et vers le nord-ouest à marée montante à environ 50 cm/s (1 kn), à mi-marée, avec un marnage normal de 3,2 m.

Les observations sur l'interaction des différents mécanismes qui produisent les courants de surface peuvent se résumer comme suit :

1) Les dériveurs à drogue largués près de l'embouchure du Fraser indiquent que la vitesse à laquelle l'eau du fleuve se répand initialement dans le détroit varie selon le volume de l'écoulement fluvial et la phase de la marée. En été, le drainage exoréique peut atteindre une vitesse de 2,5 m/s (5 kn) à l'approche de la basse mer durant les grandes marées, et une vitesse variant de 1,0 à 1,5 m/s (2 à 3 kn) au cours des marées basses moins extrêmes. Cette vitesse se réduit à quelque 0,5 m/s à environ 5 km de l'embouchure du fleuve lorsque le panache des eaux saumâtres se répand latéralement dans le détroit.

À marée haute, la vitesse de débit est généralement inférieure à 50 cm/s. En hiver, lorsque l'écoulement est faible, les courants remontent le fleuve jusqu'à New Westminster durant les dernières phases de la marée montante. Cela est normal, et tous les navigateurs fluviaux s'efforcent de tirer parti des mouvements des marées.

2) En presence de vents légers, le panache d'eau douce qui sort du fleuve suit l'une des deux directions suivantes, selon la phase de la marée. Durant le reflux, le panache garde une direction sud-ouest même si les courants de marée vont vers le sud-est (fig. 10.20A). Inversement, durant le flux, le panache superficiel tourne brusquement vers le nord, à un rythme plus rapide que ne le laissent prévoir les seuls courants de marée (fig. 10.20B). À quoi tiennent ces résultats inattendus? Une explication plausible c'est que la force de Coriolis, qui tend à pousser le panache vers la droite, parvient à contrebalancer la force exercée par les courants de reflux pour le détourner vers la gauche. À marée descendante, les courants de reflux s'accélèrent de même que l'écoulement du fleuve dans le détroit. Comme la force de Coriolis agissant sur l'écoulement augmente aussi avec la vitesse de ce dernier, l'effet du courant de marée est contré. Donc, même lorsque les tables des marées indiquent un courant de reflux, un bateau pris dans le panache des eaux du fleuve peut dériver vers le sud-ouest. Si le flux suivant est faible, cette dérive peut s'allonger jusqu'aux îles Gulf. Généralement, la force de Coriolis prend le dessus sur le reflux faiblissant et le panache tourne au nord. À marée montante, l'action combinée des courants de marée et de la force de Coriolis fait virer le panache plein nord, dans un rayon d'environ 15 km de l'embouchure du fleuve. Il peut alors dériver vers l'inlet Burrard à une vitesse variant de 50 à 100 cm/s (1 à 2 kn) durant les grandes marées.

3) Lorsqu'ils ne sont pas soumis à l'influence directe du fleuve, les courants de surface devraient être plus influencés par les marées et les vents locaux, mais tel n'est pas toujours le cas. Les observations faites en 1966 et 1967 à l'aide de dériveurs à drogue ont montré qu'une partie du panache, détourné vers le nord par le flux, pouvait continuer à se déplacer vers le nord à plus de 50 cm/s, même lorsque les courants de marée refluaient vers le sud-est. Ce mouvement entraînait inévitablement l'eau de surface du côté occidental de la baie Howe ou vers Wilson Creek, sur la péninsule Sechelt. Ensuite, l'eau se déplaçait parallèlement au rivage ou tournait immédiatement vers l'ouest, en direction des îles Texada et Lasqueti. Bien que la couche saumâtre superficielle se déplaçât à l'encontre du reflux, les observations indiquent un ralentissement considérable au moment du reflux maximal, comme il fallait s'y attendre. Inversement, les vitesses maximales vers le nord se produisaient au moment du flux maximal.

Comme les vents soufflaient généralement du sud-est à une vitesse de 5,0 à 7,5 m/s (10 à 15 kn) durant cette période d'observation à l'aide de dériveurs à drogue, il peut sembler normal de penser que la dérive persistante de cette section particulière du panache vers le nord n'était due qu'à l'influence du vent. Or, l'épaisseur d'environ 3 m relevée pour la couche saumâtre glissante et la figure 4.3 montrent que les vents n'auraient pu qu'entraîner au mieux la couche superficielle à une vitesse d'environ 25 à 30 cm/s (0,5 à 1 kn). Évidemment, cela n'est pas assez rapide pour expliquer le mouvement de la couche supérieure contre le reflux, qui lui aussi atteint une vitesse d'environ 50 cm/s. En d'autres termes, il existe donc de très forts courants dans le détroit de Géorgie qui ne sont pas directement liés aux marées et aux vents locaux. À défaut de meilleur terme, les océanographes appellent ces mouvements imprévisibles des courants résiduels. À titre informatif, pour ceux qui essaient de déterminer les courants de surface, le courant résiduel, dans l'exemple précédent, était orienté vers le nord à une vitesse de 50 à 100 cm/s. Toutefois, faute de données suffisantes et d'explications concrètes sur l'origine de ces courants, il y a peu de choses à en dire. Il reste une certitude : la couche superficielle qui se déplace initialement vers le nord commence à suivre la ligne de rivage dès qu'elle atteint les environs de la péninsule Sechelt, quel que soit le mécanisme qui l'y pousse. En outre, il semble que les courants de surface engendrés par des vents modérés, quoique par moments assez importants, ne soient pas des éléments clés dans la détermination de la vitesse et de la direction des eaux de surface dans la partie centrale du détroit.

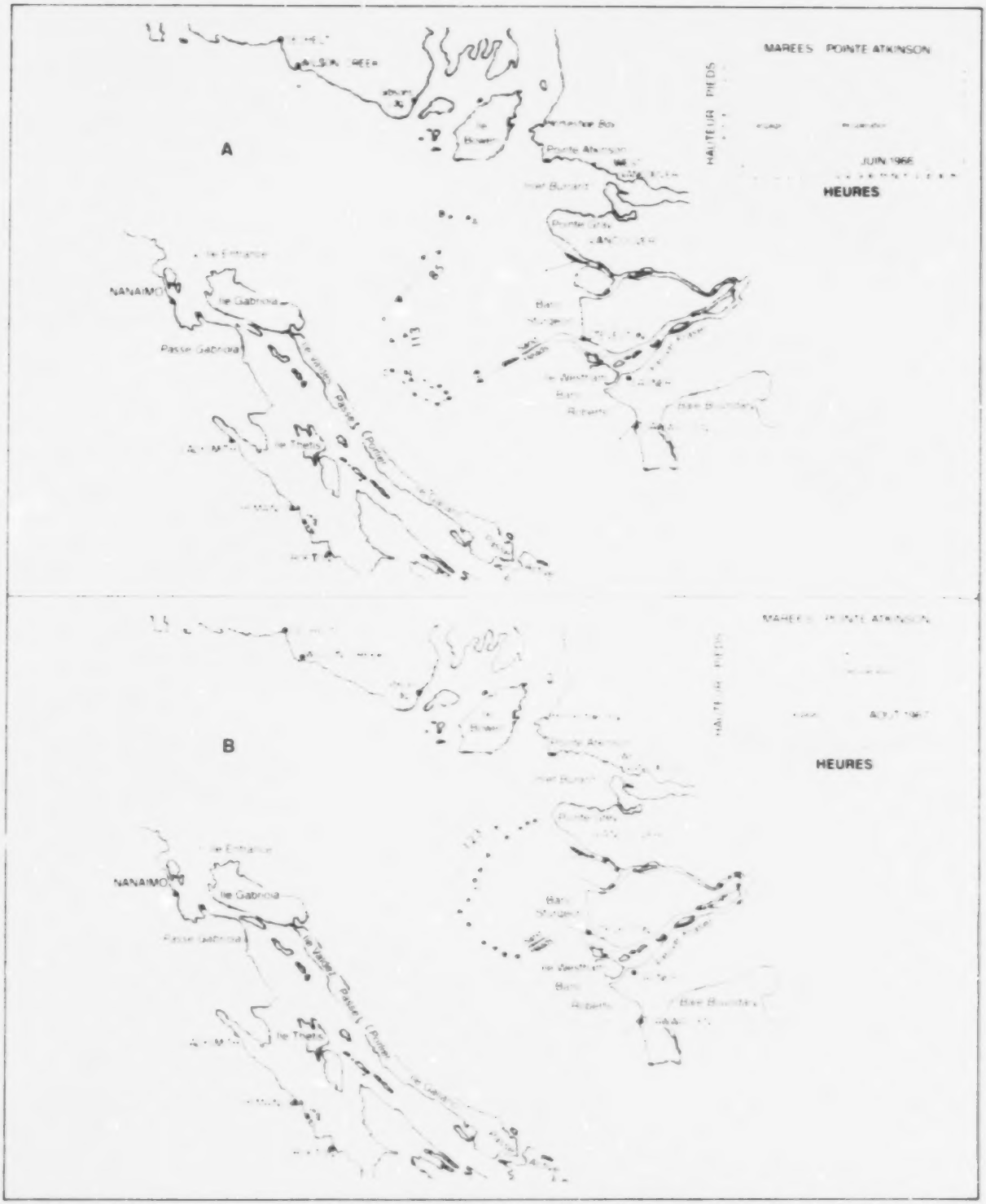


FIG. 10.20 Trajectoires des dériveurs à drogue largués près de Sand Heads, à l'embouchure du bras principal du fleuve Fraser. La figure du haut donne les heures de largage et de récupération selon les phases de la marée à la pointe Atkinson. (Les marées à la pointe Atkinson sont décalées d'environ 18 min par rapport à celles de Sand Heads.) En (A), trois dériveurs à drogue ont été largués au reflux, le 1er juin 1966. Vents légers. Avec le flux, les dériveurs se sont dirigés vers le nord et ont atteint des vitesses variant de 85 à 113 cm/s. En (B) deux dériveurs à drogue ont été largués à mer basse, le 29 août 1967. Vents légers. Chaque point (ou cercle) représente la position des dériveurs à l'heure, avec un délai de 1 h entre chacune des positions. L'exemple montre un dériveur à drogue se déplaçant à 123 cm/s sur une partie de sa trajectoire. (D'après Giovando et Tabata 1970)

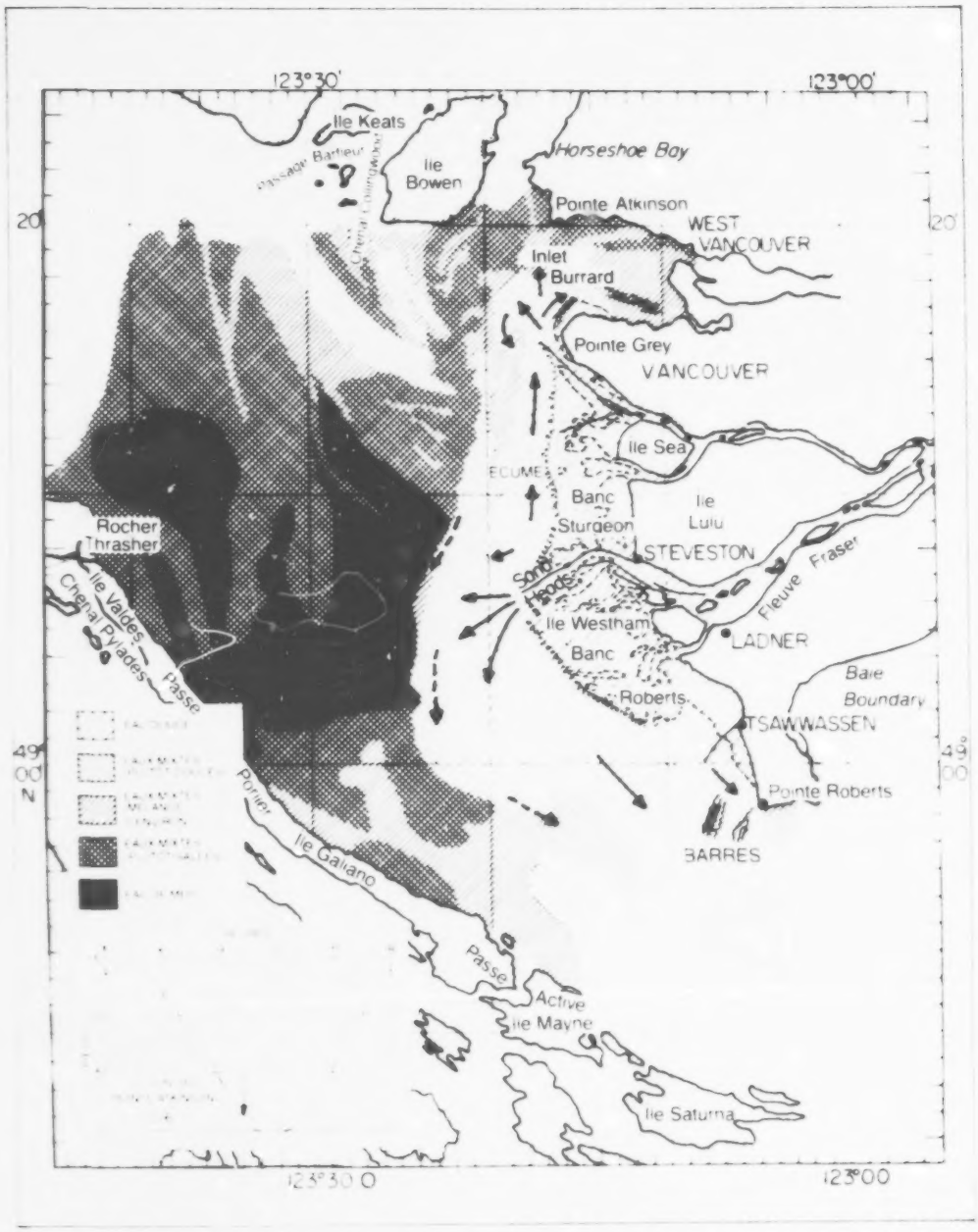


FIG. 10.21 Répartition superficielle des eaux saumâtres et océaniques, dans la partie centrale du détroit de Géorgie, dans la phase terminale d'un important reflux, le 1er juin 1950 (tiré des séries de photographies aériennes). Noter le mouvement du courant vers le nord le long du banc Sturgeon en dépit du reflux vers le sud-est. Les barres sont formées par les vagues internes; les lignes spiralées le long du delta représentent l'écume associée aux vagues de vent déferlantes. (Tiré de Tabata 1972)

4) Conditionnée par l'action des vents, des marées et des courants résiduels, la distribution de l'eau vaseuse du fleuve se fait de manière très irrégulière dans de grands secteurs des parties centrale et méridionale du détroit; et c'est en été, au plus fort de l'écoulement, que cette eau occupe la plus grande superficie. Cela donne une espèce de damier superficiel d'eau foncée et pâle; les zones foncées correspondant aux eaux salées océaniques et les zones pâles aux eaux récentes d'écoulement apportées par le Fraser. Les eaux d'écoulement moins recent du Fraser, qui se sont déjà mélangées dans une certaine mesure aux eaux de l'océan prennent différentes teintes de gris (fig. 10.21). Une démarcation très nette entre les eaux foncées et pâles marque souvent une variation rapide dans la vitesse des courants de sur-

face. Les courants parallèles à la démarcation du côté foncé peuvent, en fait, avoir une vitesse qui diffère jusqu'à 1 m/s (2 kn) de celle de leurs homologues du côté pâle sur une distance aussi minime qu'une longueur de bateau d'environ 10 m (voir fig. 3.33).

5) Il y a eu un parfait exemple de courant engendré par le vent au début de juin 1967, alors que le vent soufflait du nord-ouest à 10 m/s. Comme l'illustre la figure 10.22, la couche de surface a été poussée vers le sud-est à une vitesse allant jusqu'à 1 m/s (2 kn) alors que les courants de marée étaient presque inexistants. À cette occasion, les dériveurs à drogue ont été suivis à la trace jusqu'à la passe Boundary d'où ils ont été rapidement déviés vers l'est par le flux qui montait sur la fin du parcours des bouées. Donc, dans des eaux saumâtres bien définies, des vents de plus de 10 m/s créent des courants de surface qui dominent le mouvement des eaux superficielles.

6) L'une des caractéristiques les plus étranges du courant résiduel dans la partie centrale du détroit a été découverte en 1968. En essayant de suivre la trace des eaux d'égout traitées qui entrent dans le détroit par l'exutoire d'Iona, les océanographes ont découvert que le courant près du delta du fleuve Fraser, au nord de la jetée Steveston, était souvent orienté vers le nord, même durant les grands reflux. Toutefois, ce courant disparaissait à environ 2 km à l'ouest du bord du delta. Des photographies aériennes ont confirmé ces résultats et montrent que les eaux vaseuses près du delta se déplacent souvent de façon différente de celles du large (fig. 10.21). Ce courant « littoral » doit un bon nombre de ses caractéristiques au fait qu'il est engendré par les ondes de gravité internes qui viennent se briser contre le delta. De temps à autre, le courant peut être poussé par la charge hydraulique le long du rivage, à cause du niveau d'eau douce plus élevé à l'entrée du bras principal qu'à celle du bras nord. Comme la vitesse de ce courant peut atteindre 1 m/s (2 kn) à environ 1 km du bord du banc Sturgeon, le navigateur doit choisir sa route en conséquence. Cela est particulièrement valable entre mai et septembre, époque où le courant littoral est le plus susceptible de se produire (pl. 12).

Le détroit méridional

Comme l'indiquent les cartes dessinées par ordinateur des figures 10.14 et 10.15, cette région est caractérisée par des courants de marée assez forts qui atteignent généralement une vitesse supérieure à 50 cm/s au cours des marées normales. L'influence de l'écoulement du fleuve Fraser est aussi importante puisque la plus grande partie de l'eau du fleuve qui s'accumule dans le détroit doit se frayer un chemin

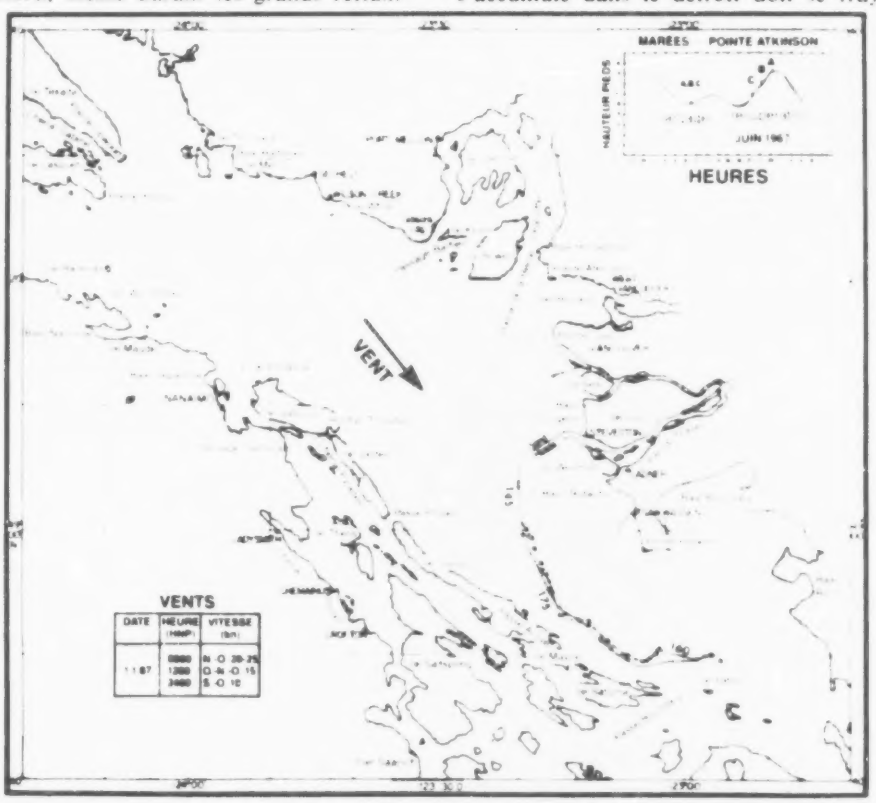


FIG. 10.22 Trajectoires de trois dériveurs à drogue, largués près de Sand Heads, par petites marées mais avec de forts vents du nord-ouest de 10 m/s (voir le cartouche, en bas à gauche). Les positions des dériveurs sont données toutes les heures. La vitesse maximale est de 175 cm/s (3,4 kn) pour un des dériveurs, juste au nord de l'île Mayne. Vers l'extrémité du parcours, le flux entrant dans la passe Boundary semblait dévier l'eau saumâtre vers l'est. (D'après Giovando et Tabata 1970)

vers l'océan Pacifique, par les passes du sud. Selon le degré de mélange qu'elle a subi, il est possible qu'une couche saumâtre bien définie s'étende dans des secteurs du détroit méridional, et ce, particulièrement en été. Par conséquent, les vents du sud-ouest au sud-est qui dominent dans ces régions peuvent renforcer les courants de flux et affaiblir les courants de reflux. Les vents du nord-ouest devraient avoir l'effet contraire. Inversement, près de l'extrémité sud du détroit, les courants de flux sont si forts et le brassage par la marée si intense que toute action des vents de surface devrait être complètement oblitérée.

La figure 10.23 est un dessin schématique des courants de surface « moyens » dans le détroit de Géorgie, d'après les informations données ci-dessus. Elle peut être interprétée comme la dérive résultante de la mise en moyenne des effets des marées, des vents et de l'écoulement du fleuve sur plusieurs mois.

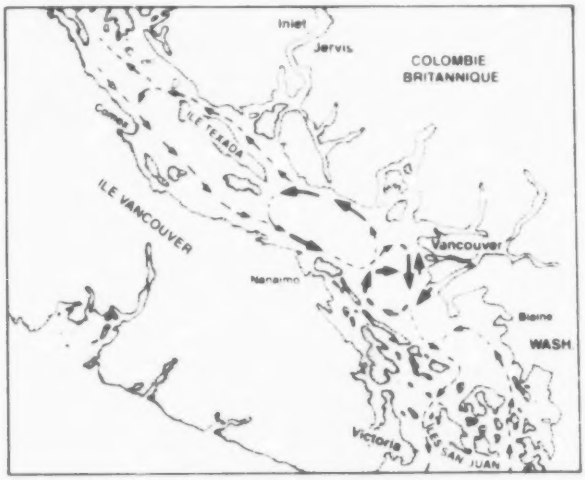


FIG. 10.23 Circulation moyenne (ou nette) de surface au printemps et en été dans le détroit de Géorgie, interprétée par l'auteur selon différentes sources océanographiques. Les grosses flèches indiquent les courants mesurés par des courantomètres et des dériveurs à drogue; les petites flèches indiquent les courants mesurés par des bouteilles dérivantes.

Renouvellement de l'eau

La dilution des eaux du détroit de Géorgie par l'écoulement du fleuve Fraser, associée au brassage intense de la marée dans les détroits d'Haro et de Rosario et le mouvement de pénétration des eaux océaniques le long du détroit Juan de Fuca, assurent le renouvellement de l'eau dans les parties les plus profondes du bassin. Ce débourbage fréquent des bassins les plus profonds assure le maintien de la qualité actuelle de l'eau dans le détroit.

Pour comprendre ce processus, il faut commencer l'étude par la surface où l'eau douce forme une couche saumâtre relativement mince sur presque toute la partie méridionale du détroit. Comme cette eau douce ne peut s'accumuler dans le bassin, la plus grosse partie de celle-ci (environ 70 à 80 %) avance lentement vers l'océan Pacifique, par les passes méridionales, où l'action vigoureuse de la marée sur les seuils la mélange à l'eau océanique salée et froide qui pénètre dans le détroit Juan de Fuca (fig. 10.24). Une partie de ce mélange nouvellement formé (moins dense que les eaux océaniques originelles) continue son trajet vers l'océan par le détroit Juan de Fuca en une couche superficielle plus salée d'environ 100 m d'épaisseur. Le restant (plus dense que les eaux saumâtres s'écoulant vers le sud par les passes) descend dans le détroit de Géorgie à une profondeur subsuperficielle et se déplace lentement vers le nord, grâce à l'effet d'entraînement des marées.

D'après la description précédente, il devrait être assez évident que les propriétés de l'eau qui retournent en profondeur dans le détroit de Géorgie sont fortement déterminées par celles de l'eau qui se trouve près des seuils des détroits d'Haro et Juan de Fuca. Les observations indiquent que des eaux du Pacifique, riches en oxygène et de salinité plutôt faible, entrent dans le détroit Juan de Fuca au milieu de l'hiver (décembre) et commencent à remonter les chenaux. Environ 2 mo plus tard, elles se trouvent dans les détroits d'Haro et Rosario. Au début du printemps cette masse d'eau, riche en oxygène, a passé les seuils qui tendent à isoler le détroit de Géorgie et a commencé à descendre dans les bassins plus profonds pour remplacer graduellement l'ancienne eau dont l'oxygène a été épuisé par l'activité biologique et les processus de décomposition. Durant l'été, le taux d'oxygène diminue lentement dans les eaux profondes du détroit de Géorgie sous l'effet combiné de la consommation interne et de la faible quantité d'oxygène dissous présent dans le détroit Juan de Fuca. Le taux d'oxygène est au minimum au début de l'automne, environ 3 mo après le minimum estival enregistré à l'entrée ouest du détroit Juan de Fuca. Par la suite, et jusqu'au printemps suivant, le taux d'oxygène dissous recommence à augmenter dans les couches profondes du détroit de Géorgie. Ce processus démontre aussi que les conditions océanographiques de la plate-forme continentale jouent un rôle vital dans le remplacement des eaux profondes du détroit de Georgie. Il en est de même pour le détroit de Puget, l'inlet Saanich, l'inlet Bute et les autres régions estuariennes des eaux intérieures. Le remplacement des eaux profondes dans les bassins de la côte ouest de l'île Vancouver, comme l'inlet Alberni et la baie Nootka, dépend aussi des conditions qui prévalent sur la plate-forme continentale (voir chapitre 13).

La situation est légèrement différente dans le détroit septentrional. Là, les eaux sont plus homogènes et le brassage par la marée moins intense. Par conséquent, le renouvellement de l'eau est surtout dû au mélange convectif qui se produit lorsque l'eau de surface descend à la suite d'un refroidissement important provoqué par l'air, au cours d'hivers anormalement froids. Même dans ce cas, l'eau de surface refroidie ne peut descendre qu'à des profondeurs intermédiaires. Par conséquent l'eau se trouvant près du fond dans la partie nord du détroit ne peut être remplacée que par le lent mouvement de l'eau profonde, du sud du détroit,

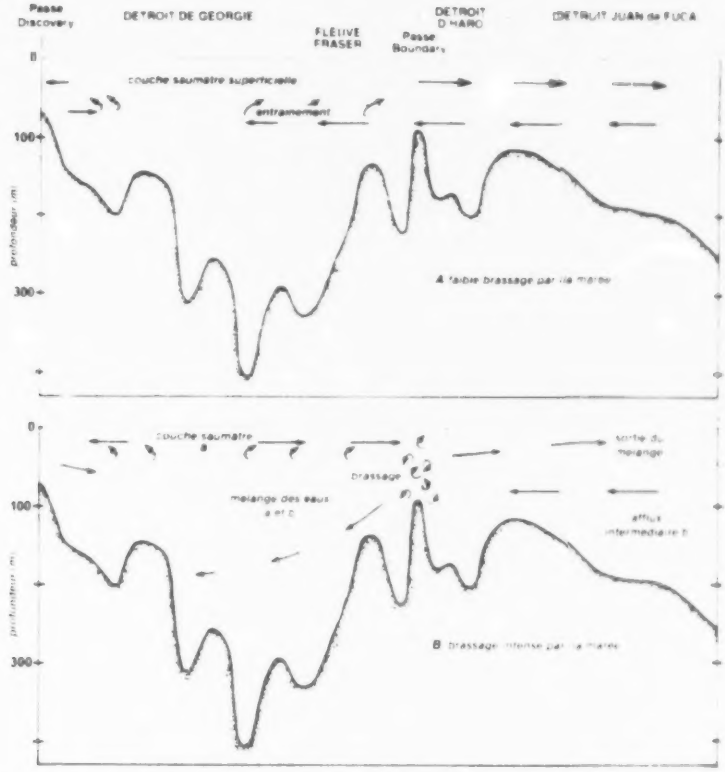


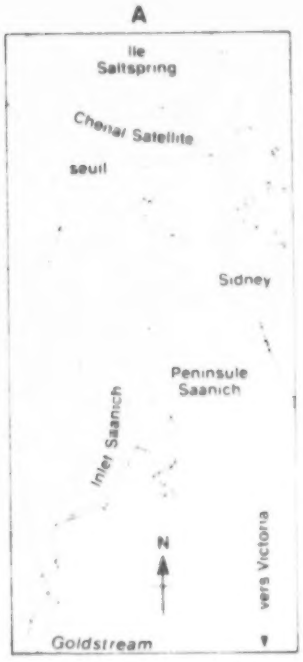
FIG. 10.24 Circulation moyenne dans le réseau détroit de Géorgie-détroit Juan de Fuca. En (A), circulation hypothétique qui se produirait en l'absence du brassage intense des eaux par la marée aux abords nord et sud du détroit de Géorgie. En (B), circulation réelle due au vigoureux brassage des eaux par la marée dans les passes. L'eau saumâtre du Fraser (a) se mélange à l'eau océanique saline (b) entrant en profondeur par le détroit Juan de Fuca et le passage Discovery. Une partie des mélanges d'eaux (a et b) descend dans le détroit de Géorgie, le reste se déplace vers l'océan dans les couches superficielles des chenaux adjacents. (D'après Waldichuk 1957)

qui remonte vers le nord. (Il se peut que des courants de flux relativement denses, en provenance du passage Discovery, contribuent à certaines périodes de l'année à la formation de nouvelles couches d'eau profondes dans la partie septentrionale du détroit, mais cela reste à prouver).

En résumé, s'il n'y avait pas de marées, pas de fleuve Fraser et moins d'ouverture sur l'océan, les courants de décharge dans le détroit de Géorgie seraient beaucoup moins intenses et l'oxygène dissous, nécessaire à la vie marine dans les bassins, serait rapidement épuisé aux profondeurs supérieures à 30 m; au-dessus de ce niveau, le mélange superficiel et le mélange convectif hivernal suffiraient à alimenter l'eau en oxygène. Cela s'est déjà produit dans certains inlets, quelquefois naturellement, quelquefois accidentellement. Tel fut le cas, par exemple, de l'inlet Saanich, au nord de Victoria. En effet, il n'y a pas de renouvellement valable de l'eau sous les 70 m à cause d'une circulation estuarienne faible (combinaison d'un très petit apport d'eau de rivières et de faibles mouvements de marée) et du seuil qui sépare l'inlet du chenal Satellite (fig. 10.25). En conséquence, l'eau à plus de 200 m de profondeur est généralement déficiente en oxygène et contient souvent de l'hydrogène sulfuré, à l'odeur « d'oeufs pourris ». Dans de telles conditions, les eaux profondes voient rapidement disparaître les formes supérieures de la vie marine, telles que les poissons et les homards, qui peuvent se déplacer vers des eaux plus propices à leur survie. Les animaux immobiles tels que les anémones, les éponges et les outres de mer meurent ou, si la période d'anoxémie est brève, risquent d'être sérieusement atteints. Une telle situation ne peut se produire dans le détroit de Géorgie parce que les eaux profondes sont complètement remplacées par des eaux plus riches en oxygène en une période d'un an environ, tandis que celles qui se trouvent au-dessus des 30 m sont complètement renouvelées chaque mois environ.

L'estuaire du fleuve Fraser

Le Fraser est l'un des plus grands fleuves du monde, et toute étude du détroit de Géorgie serait incomplète sans une analyse des principales caractéristiques de la configuration de son estuaire. Ce sujet pourrait faire l'objet de plusieurs volumes, nous nous contenterons d'en exposer ici les grands traits.



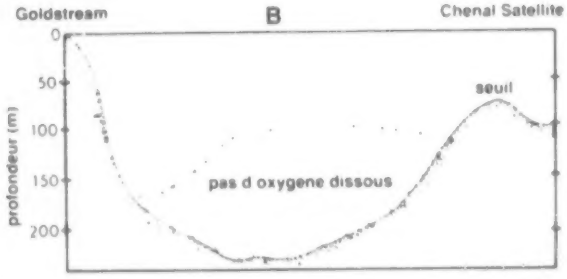


FIG. 10.25 L'inlet Saanich. En (A), localisation de seuil et des regions situées à plus de 100 m de profondeur (zone ombree). En (B), la zone hachuree de la coupe nord-sud delimite l'etendue des eaux epuisées en oxygène à certaines periodes de l'annee. (Tire de Herlinveaux 1962)

Grâce à un réseau complexe d'affluents, le fleuve Fraser draine environ 230 000 km^2 (90 000 mi^2) des terres de la Colombie-Britannique, soit environ 1/4 de la superficie de la province. Le fleuve prend sa source dans les montagnes Rocheuses, près de Jasper en Alberta, à 1 370 km de son embouchure, descend rapidement jusqu'à Hope, et s'étale ensuite dans une vallée alluviale à fond plat pour rejoindre le détroit de Géorgie, 160 km plus loin. Le Fraser, en plus d'être la plus importante voie de montaison des saumons en Amérique du Nord, charrie des eaux vaseuses qui ont formé le plus grand estuaire de la côte du Pacifique au Canada et qui alimentent également d'importantes populations de poissons et d'espèces fauniques. Le delta offre à la population disséminée dans les basses-terres continentales des terres agricoles fertiles et des terrains de lotissement. Les navires de haute mer peuvent remonter le chenal principal jusqu'à New Westminster, à 30 km en amont du détroit (fig. 10.26). (Des millions de tonnes de sédiments doivent être dragués chaque année pour conserver un tirant d'eau de 9,8 m avec des marées de 3,7 m.) Un bras se sépare du chenal principal à New Westminster et se dirige plus au nord. Il est navigable pour les bateaux d'un tirant de 3,7 m. Le fleuve Fraser se jette dans le détroit de Géorgie par un delta dont le front couvre 37 km entre la pointe Grey et la péninsule de la pointe Roberts. Une portion abandonnée du front du delta s'étend sur 13 km à l'est de la pointe Roberts, du côté de la baie Boundary. Environ 75 % du débit total du fleuve se déversent dans le détroit par le bras sud (bras principal), le reste étant drainé par le bras nord (15 %), le bras du milieu (5 %) et la passe Caneo (5 %).

Géographiquement, New Westminster peut être considérée comme le fond de l'estuaire. C'est là que le fleuve a commencé à former une plaine deltaïque, il y a 8 000 ans, à la fin de la dernière époque glaciaire. Depuis ce temps, le delta a accumulé les sédiments au rythme d'environ 12 millions de m^3 par an et a formé des dépôts de 100 à 200 m d'épaisseur au-dessus des dépôts glaciaires. Les estimations actuelles indiquent que le front du delta, du côté du banc Sturgeon, gagne sur la mer environ 2,3 m par an à la laisse de basse mer et 4,6 m par an à 30 m de profondeur. Par contre, l'extrémité sud du banc Roberts se rétracte d'environ 12 m par an, à 30 m de profondeur.

Les vents

L'estuaire du fleuve Fraser, comme le détroit de Géorgie, est influencé par de très vastes systèmes de pression qui se développent au-dessus de la côte. Toutefois, la vallée et les montagnes locales entravent quelque peu l'action des vents associés à ces systèmes. Si bien qu'en dépit des vents horaires maximums qui soufflent du nord-ouest et occasionnellement du sud-ouest, la composante d'est domine. Durant l'été, la circulation des brises de terre et de mer domine les vents locaux; la brise de mer, soufflant vers l'est, s'élève vers 10 h, se renforce jusqu'au milieu de l'après-midi pour atteindre environ de 5,0 à 7,5 m/s (10 à 15 kn) et tombe avant le coucher du soleil. La brise de terre, plus faible, souffle sur le détroit jusqu'au petit matin. En hiver, de grands courants d'air froid de l'Arctique s'engouffrent dans les vallées de la rivière Harrison et du Fraser pour venir renforcer les brises de terre, plutôt légères, associées au refroidissement nocturne. Bien que les parties septentrionales de l'estuaire, telles que l'île Sea, soient partiellement protégées de la force directe de ces vents par la topographie locale, des vents du nord-est de plus de 15 m/s (30 kn) soufflent souvent dans les régions plus exposées du sud de l'estuaire. Le quai du traversier à Tsawwassen peut être particulièrement froid en hiver lorsque l'air arctique vient balayer la vallée du Fraser.

Au-dessus de l'estuaire, l'air n'est calme que pendant moins de 10 % du temps et les périodes d'accalmie sont deux fois plus nombreuses en automne qu'au printemps, et plus fréquentes durant la nuit et tôt le matin. Des vents légers (0 à 3 m/s) peuvent persister plusieurs jours et sont plus fréquents en automne et en hiver (50 %) qu'au printemps (20 %).

FIG. 10.26 Vallée du cours inférieur du Fraser.

Le brouillard

Le brouillard est rare entre mars et août, mais commence en septembre, et est assez courant entre octobre et février puisque 80 % de tous les jours brumeux se situent dans cette période de 5 mo. Dans la majorité des cas, c'est un brouillard de rayonnement, provoqué par le refroidissement du sol durant les nuits calmes et claires et, par conséquent, généralement plus dense le matin juste avant le lever du soleil. La fréquence du brouillard engendré par les polluants industriels et le chauffage domestique a sérieusement diminué ces dernières années. Les périodes de visibilité inférieure à 1 km sont tombées de 104 jours en 1943 à 35 jours à la fin des années 60, probablement à cause du changement radical du combustible traditionnel (déchets de bois) au gaz naturel, pour le chauffage des maisons. Il y a moins de fines particules en suspension dans l'air sur lesquelles les gouttes d'eau peuvent se condenser en tombant, de sorte que les « purées de pois » sont moins fréquentes dans les basses-terres continentales.

Le débit du fleuve

Comme nous l'avons noté antérieurement, le volume d'eau douce charrié par le Fraser varie considérablement d'année en année. Il change aussi selon les saisons et peut connaître des fluctuations importantes en quelques jours. La fonte des neiges, qui compte pour les deux tiers de l'écoulement total environ, commence en avril pour atteindre un maximum à la fin de mai ou au début de juin (fig. 10.19). Vers la fin du mois d'août, le débit du fleuve diminue de façon importante et, au début de décembre, il atteint le faible niveau qu'il conservera jusqu'au printemps suivant. Le débit quotidien moyen mesuré à Hope, entre 1912 et 1956, variait de 570 m^3/s (20 000 pi^3/s) en hiver à 8 800 m^3/s (310 000 pi^3/s) en été. Le débit augmente en aval de Hope et est environ 20 % plus fort à Mission et 30 % à Port Mann. Le plus fort débit quotidien jamais enregistré, 15 200 m^3/s (536 000 pi^3/s), s'est produit le 31 mai 1948, alors que plus de 220 km^2 de la vallée inférieure du Fraser étaient inondés; par contre, le débit le plus faible, 340 m^3/s (12 000 pi^3/s), a été enregistré le 8 janvier 1976.

Les marées

Le cours inférieur du fleuve Fraser, comme tout chenal qui s'ouvre sur un bassin côtier, est influencé par la marée. Toutefois, lorsqu'elle pénètre dans un chenal fluvial, la marée est influencée par le volume d'eau transporté en aval et par la profondeur du chenal. Par exemple, durant la période hivernale, alors que le débit du fleuve est faible, l'influence de la marée se fait sentir jusqu'à Chilliwack, 120 km en amont de Sand Heads, mais au moment de la crue printanière elle ne dépasse pas Mission, 75 km en amont seulement. Le débit du fleuve influence aussi l'amplitude quotidienne de la marée dans le fleuve, tandis que la faible profondeur de ce dernier entraîne le décalage des phases des marées par rapport à celles du détroit de Géorgie. Ces données sont tirées de l'*Annuaire canadien des courants et des marées*, volume 5, pour le fleuve Fraser, où les hauteurs de marées prévues à trois endroits sur le fleuve, Steveston, l'île Deas et New Westminster, sont déterminées d'après les hauteurs de marées correspondantes

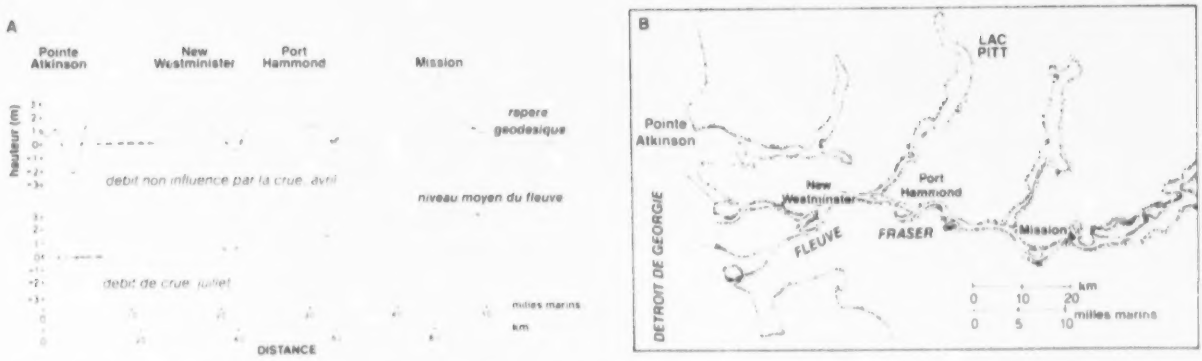


FIG. 10.27 Modification de la marée en amont, dans le bras principal du fleuve Fraser. À gauche, la courbe de marée pour une période de 24 h à la pointe Atkinson est établie en mètres par rapport au repère géodésique (le niveau local moyen de la mer). Les autres courbes indiquent une modification du cycle de la marée en amont, mesurée par rapport au niveau moyen du fleuve (ligne discontinue) tant pour le débit de crue que pour le débit non influencé par la crue. En (B), carte de la région. (D'après Ages et Woollard 1976)

à la pointe Atkinson pour quatre périodes différentes d'écoulement.

Les principaux effets du débit fluvial sur les marées, dans le Fraser, peuvent se résumer de la manière suivante : 1) tout comme les marées dans le détroit de Géorgie, celles du fleuve sont mixtes, surtout semi-diurnes, mais il y a une diminution sensible en amont de l'inégalité diurne associée à la diminution de l'amplitude quotidienne de la marée dans le fleuve (fig. 10.27). La plus grande amplitude de la marée se fait sentir en tout temps près de l'embouchure du fleuve, à Sand Heads, où 1) l'amplitude moyenne est de 3,1 m et la plus grande amplitude (marée de vive eau) de 4,8 m; 2) la différence entre l'amplitude de la marée dans le détroit et dans le fleuve est plus faible en temps de faible écoulement. Par exemple, durant les grandes marées de vive eau de 4,9 m à la pointe Atkinson, l'amplitude de la marée fluviale par temps de faible écoulement varie de 3,9 m à Steveston à 3,1 m à l'île Deas et à 2,3 m à New Westminster; et, 3) la différence entre l'amplitude de la marée dans le détroit et dans le fleuve est plus forte en période de fort écoulement. Avec une marée de vive eau d'une amplitude identique à celle indiquée ci-dessus pour la pointe Atkinson, et un débit important, l'amplitude de la marée varie de 3,3 m à Steveston à 2,1 m à l'île Deas, et à 0,8 m à New Westminster.

Les marées dans le fleuve sont toujours décalées par rapport à celles du détroit de Géorgie. Lorsqu'une phase de la marée se propage dans le fleuve à partir de Sand Heads, elle est naturellement progressivement décalée en amont, avec l'avance de l'onde de marée. Bien que cela puisse paraître étrange à première vue, l'importance du débit du fleuve n'a qu'un effet négligeable sur ce décalage en aval de New Westminster. Toutefois, la hauteur de la marée à l'embouchure du fleuve est importante. Par exemple, une grande marée de vive eau de 5,0 m dans le détroit ne sera décalée que de 5 min à Steveston, 10 min à l'île Deas et 50 min à New Westminster; d'autre part, une petite marée de morte eau de 0,5 m sera retardée de 25 min à Steveston, 70 min à l'île Deas et 180 min à New Westminster. Les courbes de la figure 10.28 indiquent le décalage de la marée à trois endroits le long du fleuve par rapport à la

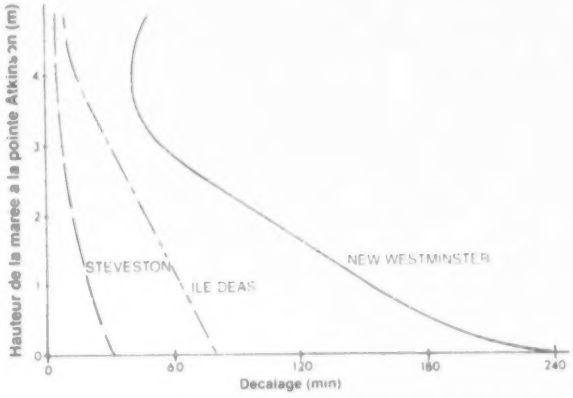


FIG. 10.28 Hauteurs et décalages de la marée dans le bras principal du fleuve Fraser. Les courbes indiquent le décalage des marées basses et des marées hautes, en minutes, à chaque endroit, par rapport à la pointe Atkinson, pour une certaine hauteur de marée. En général, le temps de propagation de la marée en amont du détroit de Géorgie diminue proportionnellement à la hauteur de la marée. (D'après l'*Annuaire canadien des courants et des marées*, vol. 5, 1979)

pointe Atkinson. En général, la marée haute à New Westminster se produit environ 1 h après la pleine mer dans le détroit de Géorgie, et la marée basse est décalée de 2 h. Une partie du flot se propage aussi dans le lac Pitt, par la rivière Pitt, quelques kilomètres en amont de New Westminster. Les marées hautes et basses dans le lac sont généralement décalées d'environ 1 et 2 h par rapport à celles de New Westminster; l'amplitude de la marée est généralement d'environ 1 m.

Après l'énumération de ces caractéristiques deux importantes questions se posent. Pourquoi les marées basses sont-elles plus décalées que les marées hautes? Pourquoi le débit du fleuve n'a-t-il pas d'influence sur le décalage des marées? La profondeur moyenne, D, du chenal du fleuve étant de 10 m, l'onde de marée devrait prendre, théoriquement un peu moins de 1 h pour aller de Sand Heads à New Westminster à une vitesse de propagation normale, $C = \sqrt{gD}$. Cela explique le décalage de la marée haute le long du fleuve qui est simplement fonction du temps nécessaire à la propagation

de la marée dans le chenal du fleuve. Cependant, puisque l'addition ou la soustraction de quelques mètres de marée à la profondeur, *D*, du fleuve, ne modifie pas cette vitesse de façon sensible, les décalages plus longs entre les marées basses ne sont pas directement liés aux variations de la profondeur du fleuve. Par contre, lorsque la marée commence à descendre sous son niveau moyen, le frottement de l'eau sur le fond s'accentue et retarde le retrait de l'eau vers la mer; plus la marée est faible et moins le fleuve est profond, plus la résistance de frottement est forte. En conséquence, les marées dans le fleuve montent beaucoup plus rapidement qu'elles ne descendent, bien que tout le processus se déroule en un peu plus de 12 h (fig. 10.29). En outre,

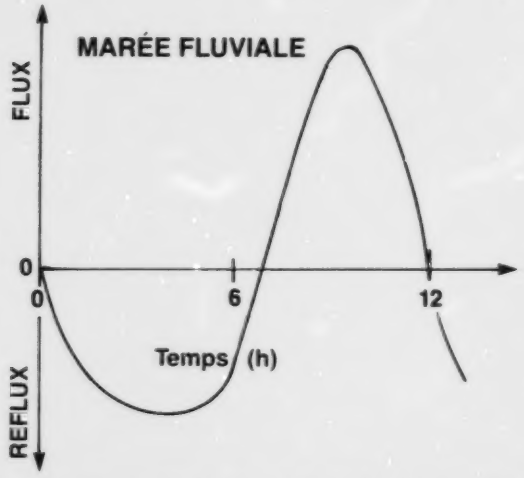


FIG. 10.29 Courants de marée dans le fleuve. Le reflux est plus faible mais d'une durée plus longue que le flux.

l'onde de marée n'est pas modifiée par l'écoulement parce que les courants de marée qui y sont associés sont indépendants du courant du fleuve. Les courants de flot associés à la marée montante à l'embouchure du fleuve entravent l'écoulement du fleuve, en ralentissant considérablement la descente des eaux et en imprimant même à celles-ci un mouvement de recul qui se propage en amont comme un renflement de pleine mer. Les courants de reflux, à l'embouchure du fleuve, lors de la marée descendante, accélèrent l'écoulement du fleuve vers la mer, entraînant ainsi l'abaissement du niveau de l'eau qui remonte le cours du fleuve comme une dépression de basse mer. Le débit détermine la pente moyenne de la surface du fleuve mais n'influence pas la force des courants de marée. En fait, la marée « se diffuse » en amont comme s'il n'y avait pas d'écoulement fluvial.

Inversions de l'écoulement

Durant les périodes de faible écoulement hivernal, les courants de flot, modérés à forts, peuvent inverser l'écoulement du fleuve jusqu'à Mission; la force d'inversion diminue en amont. Pendant les périodes de grandes crues, l'écoulement se fait vers l'embouchure à toutes les phases de la marée.

Le delta inversé qui s'est formé à l'extrémité méridionale du lac Pitt est une caractéristique unique du système fluvial. Des sédiments sont transportés dans le lac, du côté de son exutoire, à contre-courant de la rivière Pitt (fig. 10.30). La raison de ce paradoxe apparent c'est que les courants de flot associés à la marée, qui entrent dans le lac, créent des courants plus forts que les courants de reflux combinés à l'écoulement du fleuve, bien que ces derniers courants soient de plus longue durée. Comme les courants de flot peuvent déplacer les sédiments plus rapidement que les courants de reflux, le sable remonte dans le lac. Les flux maximaux se produisent en hiver et peuvent atteindre 50 cm/s (1 kn) à l'entrée du lac; en été les plus grands courants de flux n'atteignent qu'une fraction de cette vitesse.

Coin salé

Les courants, dans la zone du fleuve Fraser influencée par la marée, en aval de New Westminster, ont toutes les caractéristiques de la circulation estuarienne intensifiée qui existe dans les fjords. Lors d'un grand flux, un coin d'eau salée claire, en provenance du détroit de Géorgie peut remonter le courant en profondeur, en dépit du fait que l'eau douce vaseuse du dessus continue à s'écouler rapidement en aval (fig. 10.31). Occasionnellement, ce coin salé peut pénétrer jusqu'à l'île Annacis, 22 km en amont de Steveston, avant d'être emporté par le reflux. La période d'intrusion maximale semble être décalée de 60 à 80 min par rapport à la pleine mer à l'embouchure du fleuve.

Les inversions de courants en profondeur à l'embouchure de l'estuaire peuvent être très prononcées lorsque le coin salé se trouve dans le fleuve. Dans les criques inférieures du bras principal, un écoulement en aval de 100 cm/s (2 kn) à la surface est souvent accompagné d'un écoulement en amont de 50 cm/s (1 kn) à environ 6 m seulement de profondeur (fig. 10.32).

La pénétration maximale du coin salé, en amont, varie avec le débit du fleuve. Avec de faibles débits, le coin peut atteindre l'île Annacis dans le chenal principal et pénétrer à mi-chemin le long du bras nord, moins profond; en période de débit moyen, la pénétration s'arrête au tunnel routier de l'île Deas dans le bras principal, et au pont de la rue Oak dans le bras nord. Pendant les périodes de pointe de l'écoulement en été, le coin salé ne peut remonter dans le fleuve que sur une faible distance.

Lorsque le débit n'est pas trop fort ni la marée trop basse pour empêcher le coin salé d'avancer dans le fleuve, un navire à quille profonde peut réellement dériver en amont, contre le courant de surface du fleuve. Comme le conte Dawson (1920) « . . . un navire à fort tirant d'eau qui était remorqué à une certaine phase de la marée, a été transporté en amont, par le courant de fond, plus vite que le remorqueur — avec un tirant d'eau inférieur de moitié — ne pouvait avancer contre le rapide courant de surface. Le remorqueur a donc eu de la difficulté à éviter d'être doublé par le navire qu'il remorquait ».

Flottabilité

L'eau de mer a une densité légèrement supérieure à celle de l'eau douce et, par conséquent, porte mieux. Un

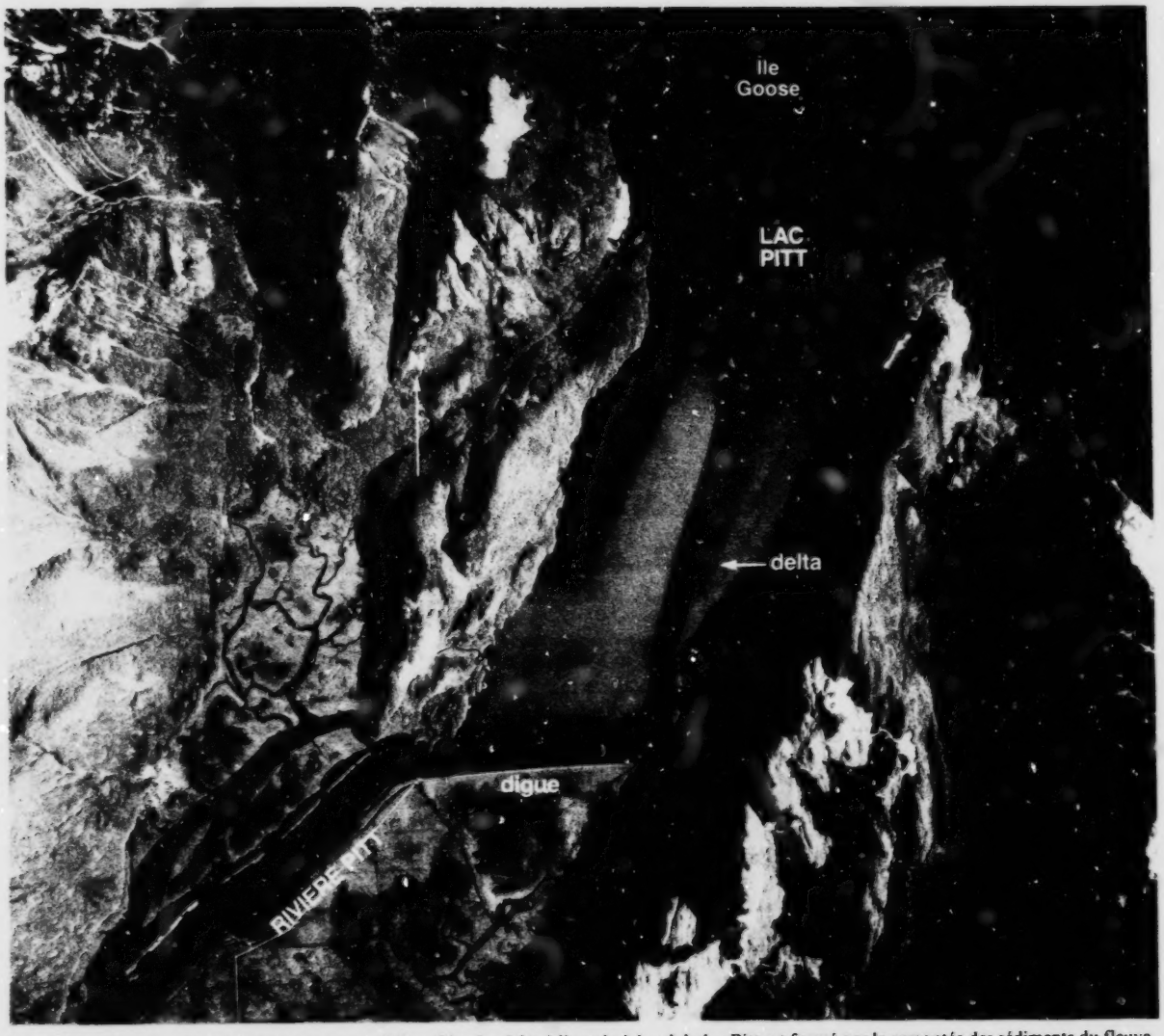


FIG. 10.30 Photographie aérienne du réseau inférieur Pitt. Le delta à l'extrémité sud du lac Pitt est formé par la remontée des sédiments du fleuve Fraser, le long de la rivière Pitt, jusque dans le lac. Ce delta de marée a avancé de 6 km à l'intérieur du lac au cours des 4700 dernières années, à une vitesse moyenne de 1,28 m/an. (Ashley, 1977; photo aérienne du gouvernement de la Colombie-Britannique 1954)

nageur flotte mieux dans l'eau salée que dans un lac parce que son corps n'a pas à déplacer un aussi grand volume d'eau pour supporter son poids. Selon le même principe, un bateau qui remonte le fleuve Fraser en provenance du détroit de Géorgie perd de sa flottabilité lorsqu'il rencontre l'eau du fleuve et, s'il est chargé jusqu'au plat-bord, il peut soudainement avoir le pont inondé alors que sa coque s'enfonce dans l'eau.

Réseau inlet Burrard–bras Indian

Contrairement à la majorité des inlets de la côte ouest, l'inlet Burrard est dépourvu de seuil à l'entrée, est plutôt peu profond, n'est pas entouré de falaises escarpées, et reçoit beaucoup d'eau douce d'une source externe, le fleuve Fraser. Cette échancrure marine ne se transforme en un véritable fjord qu'à son extrémité est (le bras Indian), blotti au coeur de la chaîne Côtière (fig. 10.33). Mais, ce qui lui manque en splendeur naturelle est compensé par son importance socio-économique pour la Colombie-Britannique.

L'inlet Burrard est divisible en un bassin interne et un bassin externe. Le bassin externe, plutôt large, a une largeur maximale de 7 km et s'étend sur environ 9 km, de la pointe Atkinson jusqu'au Premier goulet (pl. 12), dans l'une des régions les plus densément peuplées de la province. Le bassin interne, plus étroit, d'une largeur de 3,5 km, le port de Vancouver, s'étend sur 8,5 km jusqu'au Second goulet, le long des secteurs très commercialisés et industrialisés de Vancouver. Les plages

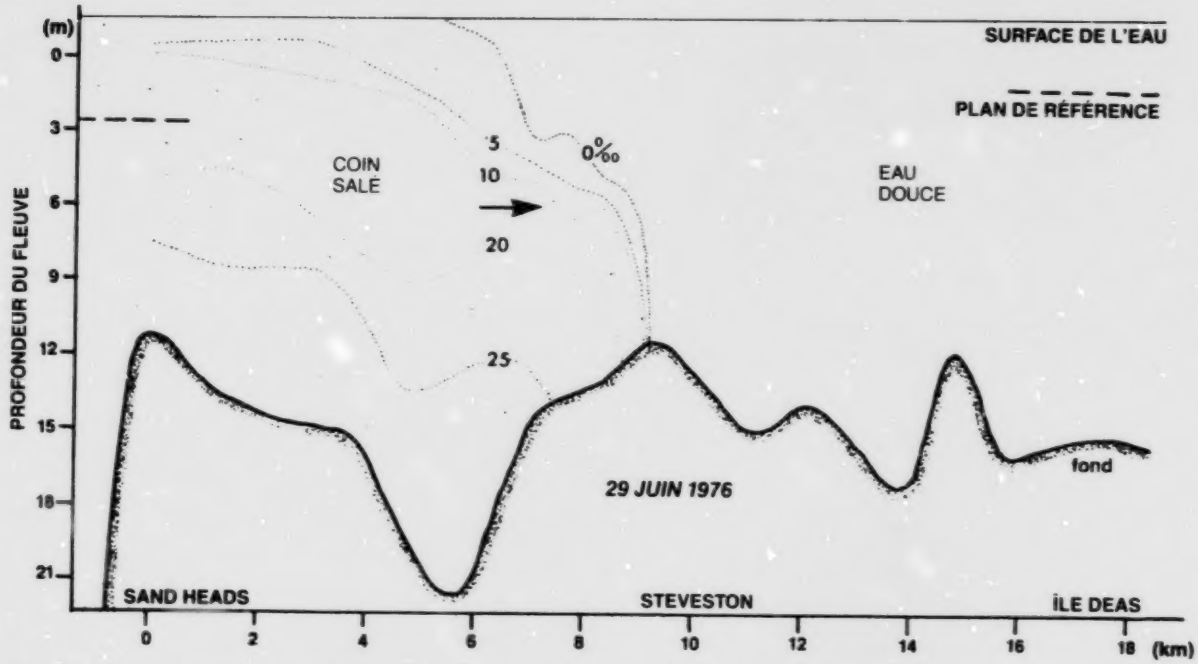


FIG. 10.31 Position du coin salé dans le bras principal du fleuve Fraser à marée presque haute, en saison de crue, juin 1976; la profondeur du fleuve est donnée en mètres et la salinité en parties par millier (‰). Durant un écoulement non accentué par la crue (en hiver), le coin salé peut remonter jusqu'au-delà de l'île Deas. (D'après Ages 1979)

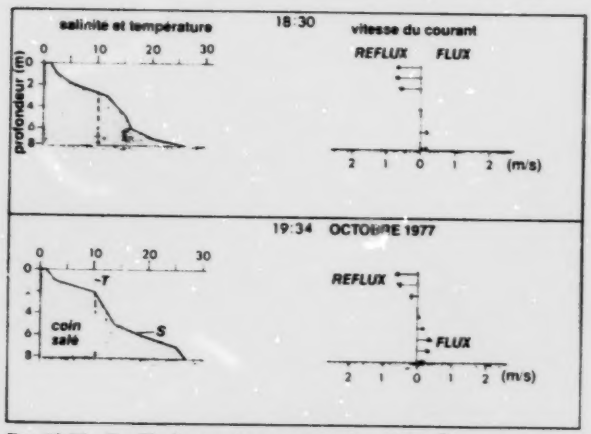


FIG. 10.32 Profils de température (°C), de salinité (‰) et de vitesse du courant (m/s) dans le fleuve Fraser, près du milieu de chenal au sud de Steveston, le 17 octobre 1977, à 18 h 30 min et 19 h 34 min (HNP). Température uniforme de l'eau, de la surface au fond, avec présence d'un coin salé. Les courants s'inversent, de l'aval en surface à l'amont en profondeur. (D'après Ages 1979)

sableuses qui bordent presque tout le bassin externe, avec en toile de fond les montagnes locales et le profil de la ville, forment un ensemble récréatif superbe, largement utilisé tout au cours de l'année. Cette partie de l'inlet est aussi très fréquentée par les embarcations de plaisance et offre une voie maritime essentielle aux navires commerciaux. La baie English, à l'extrémité est du bassin, peut servir de mouillage à un total de 16 navires de haute mer attendant leur chargement ou leur déchargement au port de Vancouver. Dans le bassin interne, l'avant-plage a été largement modifiée par le remblayage et par le dragage, et les quelques zones récréatives restantes n'ont guère été améliorées par l'industrialisation.

Bathymétrie

La profondeur du bassin externe de l'inlet Burrard diminue progressivement d'ouest en est, puisque la hauteur d'eau maximale est d'environ 100 m au milieu du chenal au sud de la pointe Atkinson, et n'atteint plus que 15 m au-dessus du seuil du Premier goulet, sous le pont Lion's Gate. Il y a de vastes hauts-fonds à moins de 10 m de profondeur le long de la plage sud au banc Spanish et à la baie English, de la plage Jericho jusqu'aux abords de la plage Second, dans le parc Stanley. Les plus grandes profondeurs du bassin se situent le long d'une grande dépression, formée bien avant dans le détroit de Géorgie et qui s'étend vers l'est jusqu'aux environs du Premier goulet. Une dépression isolée de 30 m de profondeur se trouve immédiatement à l'extérieur du goulet.

Il y a peu de hauts-fonds dangereux dans le bassin externe de l'inlet et les relèvements en sont précis, mais cela n'empêche toutefois pas les échouages. L'un des endroits d'échouage les plus « fréquentés » est le petit haut-fond au large de la plage Sunset, près de l'entrée du ruisseau False (fig. 10.33). Souvent les vedettes de la station de la Garde côtière voisine ont remis à la mer des voiliers échoués dans cette zone; une fois, un « plai-

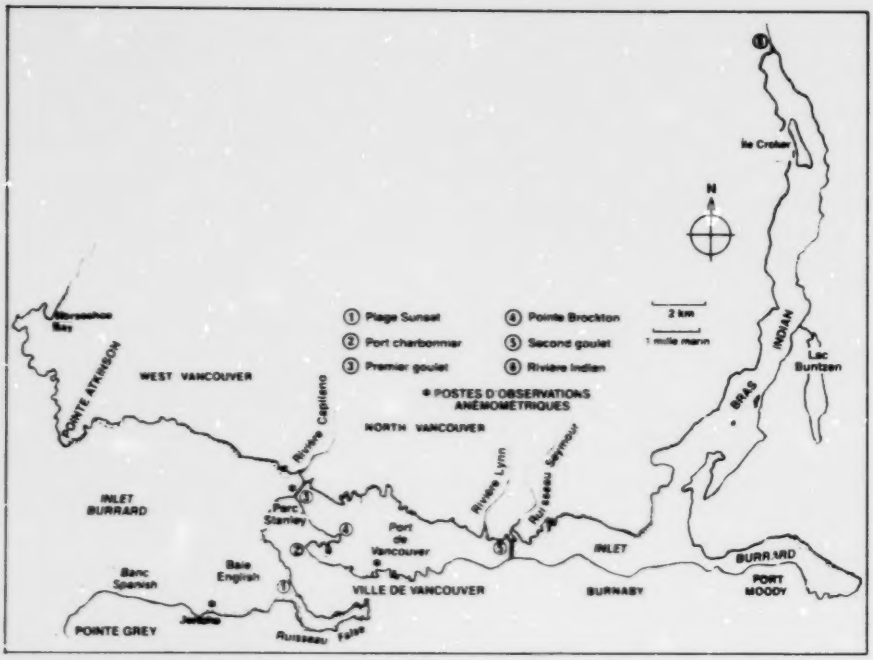


FIG. 10.33 Carte du réseau inlet Burrard–bras Indian. Les postes d'observations anémométriques indiqués correspondent à ceux des tableaux de 10.1 à 10.3.

sancier » a dit qu'il avait piloté son embarcation à terre en suivant une carte routière!

Dans le port de Vancouver, de vastes hauts-fonds se trouvent autour du parc Stanley, et il y a un haut-fond isolé au large, près de l'extrémité orientale. La profondeur maximale est de 66 m au centre du bassin. Une large bande a été draguée à 15 m, du sud du ruisseau Capilano jusqu'aux abords de la pointe Brockton, pour permettre l'accès du port aux navires de haute mer. Une autre région adjacente aux terminaux Neptune, à l'ouest de l'embouchure du ruisseau Lynn, a aussi été draguée à 15 m de profondeur, et deux autres zones ont été draguées moins profondément près de l'embouchure du ruisseau Mackay. Dans le bras Indian, les profondeurs sont plus typiques de fjords côtiers, elles se situent aux alentours de 120 m et atteignent un maximum de 245 m, au sud de l'île Croker. La rivière Indian, au fond du fjord, est la principale source d'eau douce, et les grands hauts-fonds, qui forment un seuil à l'extrémité sud du bras Indian, restreignent l'échange d'eau salée avec l'inlet Burrard. Comme dans la majorité des fjords, la longueur totale du bras Indian (22 km) dépasse de beaucoup sa largeur moyenne (1,3 km).

Les vents

Dans l'inlet Burrard, les vents dominants soufflent d'est en ouest, à cause de l'effet de canalisation provoqué par les montagnes de la rive nord et les coteaux de la rive sud. Il est un peu surprenant de voir que des périodes de vents légers, persistant pendant plus de 24 h, sont plus fréquentes en automne et en hiver qu'au printemps.

Le tableau 10.1 indique la moyenne mensuelle de la vitesse et de la fréquence des vents dominants est–ouest, au pont au Premier goulet. En résumé, les vents d'est soufflent durant environ 40 % du temps de novembre à janvier, 35 % d'août à octobre et de février à mars, et 30 % d'avril à juillet. Dans l'inlet Burrard, les vents d'est soufflent plus fréquemment en hiver qu'en été. Si les vents nord-est et sud-est sont ajoutés aux totaux ci-dessus, les vents des quadrants orientaux soufflent pendant 70 % du temps en décembre et janvier, 60 % en octobre, novembre, février et mars, et environ 50 % du temps de mars à septembre.

Les vents d'ouest soufflent le plus souvent de la fin du printemps à l'été (20 à 30 % du temps) et le moins souvent en hiver. D'autre part, les vents du nord, du sud, du sud-ouest et du nord-ouest comptent pour moins de 5 % des vents annuels. Les vitesses moyennes mensuelles des vents d'ouest dépassent celles des vents d'est. Elles sont les plus élevées en janvier et les plus faibles en août. Les grands vents d'ouest, en hiver, sont associés aux fronts de tempête qui traversent le sud-ouest de la Colombie-Britannique dans leur course vers l'intérieur, et durent de 24 à 36 h. Au printemps et en été, les vents d'ouest sont associés à l'effet de la brise de mer déclenchée par le réchauffement de la terre. Au cours de ces mois, pendant plus de 60 % des jours, les vents virent à l'ouest environ de 3 à 5 h après le lever du soleil pour revenir à l'est (brise de terre) aux environs du crépuscule. Des périodes d'accalmie et de vents légers se produisent généralement quelques heures avant le lever et après le coucher du soleil.

À cause de la topographie locale, les vents domi-

TABLEAU 10.1 Vents au pont du Premier goulet (Lion's Gate) à Vancouver. Fréquence proportionnelle des vents en provenance de 8 directions pour chaque mois (par exemple, les vents d'ouest de juin soufflent durant 20 % du temps). Le tableau indique aussi les pourcentages d'accalmies et la vitesse moyenne du vent pour chaque mois, sans égard à la direction. Les données vont de janvier 1969 à juin 1974.

MOIS

DIRECTION	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
N	2	1	1	1	2	1	1	0	1	1	2	2
N.-E.	17	15	16	14	9	8	5	6	10	12	17	16
E	38	36	35	31	28	33	30	33	33	35	39	43
S.-E.	13	10	8	9	9	12	11	11	9	9	8	12
S	3	2	2	3	1	1	1	1	1	1	2	2
S.-O.	2	2	2	3	4	3	3	2	3	2	2	2
O	11	12	19	22	27	25	29	26	20	17	10	7
N.-O.	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Accalmie	13	21	16	15	19	16	19	20	22	22	19	15
Vitesse moyenne (m/s)	3.5	3.5	3.6	3.6	3.2	3.1	2.9	2.9	3.1	3.1	3.4	3.6
(km)	6.8	6.8	7.1	7.1	6.3	6.1	5.7	5.7	6.1	6.1	6.7	7.0

nants du côté sud du bassin externe viennent du sud-est et du nord-ouest, ce qui contraste légèrement avec la situation sur la rive nord. La brise terre-mer en été (juin, juillet et août) explique la domination des vents du quadrant est (et les accalmies) pendant les heures matinales, tandis que ceux du quadrant ouest dominent l'après-midi (tableau 10.2). Par exemple, les vents d'est et du sud-est soufflent durant 59 % des jours vers 7 h; les vents d'ouest et du nord-ouest, pendant 55 % des jours vers 15 h. En dehors des vents associés au passage des systèmes frontaux, les vents d'été, en général, sont plus forts au début de l'après-midi et plus faibles vers minuit. En outre, le tableau 10.2 indique que 41 % des changements de direction des vents, de l'est le matin à l'ouest l'après-midi, se produisent entre 10 h et 11 h. Cependant, durant les périodes d'invasion de l'air polaire, les vents continueront à souffler avec force de l'est, le long de la rive sud, en dépit du ciel clair. Les vents d'est domineront aussi en hiver, durant les périodes de mauvais temps précédant le passage d'un front ou d'un système de basse pression.

En dehors de différences mineures, la configuration du vent dans le port de Vancouver est semblable à celle qui prévaut dans le bassin externe de l'inlet (tableau 10.3). Par exemple, les vents d'est soufflent plus souvent dans le bassin interne, tout au long de l'année, et les vents d'ouest de l'été virent plus au nord-ouest. L'influence de la brise de mer est très perceptible et les plus grands vents d'ouest sont liés au passage des tempêtes d'hiver. Les périodes d'accalmie sont moins fréquentes dans le bassin interne; les vents d'ouest, du sud-ouest et du sud-est prédominent dans moins de 10 % du temps chaque mois.

Il n'y a pas d'information détaillée sur les vents dans le bras Indian, bien que l'effet de canalisation provoqué par les terres accidentées environnantes soit de nature à intensifier les vents. Les vents du nord, dans le bras Indian, accompagnent probablement les vents d'est

TABLEAU 10.2 Vents à la station anémométrique Vancouver-Jericho (RVYC) (voir fig. 10.33). Fréquence proportionnelle des vents moyens, en provenance de 8 directions, calculée pour chaque période d'une heure au cours des mois de juin, juillet et août (1975 à 1978), ainsi que le pourcentage des accalmies et la vitesse moyenne du vent. La ligne du bas indique l'heure à laquelle le vent s'est changé de brise de terre (vent d'est) en brise de mer (vent d'ouest), exprimée en pourcentage du total des changements de direction du vent. (D'après Emslie 1979)

		HEURE (HNP)																						
		00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
DIRECTION	N	1	1	0	0	0	0	0	0	2	3	2	2	3	3	3	5	6	5	5	6	4	3	0	0
	N-E	4	5	1	3	3	2	3	3	5	5	8	6	3	5	5	4	5	4	4	2	4	3	3	3
	E	19	19	18	18	16	16	15	19	20	22	18	13	17	11	10	8	9	8	7	9	9	13	16	19
	S-E	33	32	38	37	39	39	41	40	36	30	27	29	19	19	19	19	16	17	17	19	20	21	25	28
	S	6	8	5	9	9	7	8	5	2	2	2	2	5	4	2	2	5	5	6	5	5	6	7	6
	S-O	5	4	5	4	3	5	4	4	3	3	3	4	4	6	6	6	9	12	14	13	13	10	7	7
	O	6	5	5	4	5	5	5	6	8	10	14	16	19	17	17	19	18	20	21	23	20	17	13	7
	N-O	1	1	2	2	2	2	2	4	4	11	17	25	28	34	37	36	31	28	24	18	17	10	4	3
Accalmie		25	25	26	23	23	24	22	19	20	14	9	3	2	1	1	1	1	1	2	5	8	17	25	27
Vitesse moyenne	(m/s)	1.7	1.7	1.7	1.9	1.9	2.0	2.0	2.1	2.2	2.5	2.7	3.0	3.3	3.5	3.7	3.6	3.4	3.3	3.2	2.9	2.5	2.1	1.7	1.7
	(km/h)	3.3	3.4	3.3	3.6	3.6	3.7	3.8	4.0	4.3	4.9	5.3	5.9	6.5	6.9	7.1	7.0	6.7	6.5	6.3	5.6	4.8	4.0	3.4	3.3
Pourcentage (%) de changement de direction du vent		-	-	-	-	-	-	1	3	10	15	22	19	14	10	3	3	-	-	-	-	-	-	-	-

dans l'inlet Burrard, alors que les vents du sud accompagnent probablement les vents d'est dans l'inlet Burrard, alors que les vents du sud accompagnent vraisemblablement les vents d'ouest.

L'élévation de l'air par les montagnes de la rive nord et la convergence des vents remontant les vallées locales entraînent une précipitation annuelle beaucoup plus importante du côté nord que du côté sud de l'inlet. La première caractéristique provoque une augmentation des précipitations d'environ 4,5 cm, par palier de 300 m d'altitude au-dessus du niveau de la mer, sur la rive nord. La deuxième, la convergence des vents, entraîne une augmentation des précipitations annuelles d'environ 6 cm, par palier de 30 m d'altitude le long des axes des deux vallées principales, la Capilano et la Seymour; ce qui équivaut à une augmentation des précipitations annuelles de 2 cm/km pour la vallée Seymour et de 3 cm/km pour la vallée Capilano.

Les marées

De la pointe Atkinson jusqu'au fond du bras Indian, les marées sont mixtes, surtout semi-diurnes, avec une grande variation due à la déclinaison sur une période de 2 sem. Une légère augmentation de l'amplitude de la marée est observable à l'est du Second goulet, jusqu'à un maximum dans le port Moody, ainsi qu'un décalage de la pleine mer supérieure d'environ 30 min par rapport à la pleine mer supérieure dans le port de Vancouver. Par contre, la basse mer inférieure survient presque simultanément partout dans l'inlet.

Dans l'inlet Burrard, la pleine mer supérieure moyenne est de 4,4 m et la basse mer inférieure moyenne est de 1,1 m, soit une amplitude moyenne de 3,3 m. Par contre, les grandes marées ont une amplitude de 5,0 m et varient de la laisse de haute mer de 5,0 m, aux environs de minuit vers la fin de décembre, à la laisse de basse mer de 0,0 m (plan de référence) aux environs de midi vers la fin de juin. Les marées extrêmes, dans l'inlet Burrard, ont déjà atteint des niveaux de 5,6 m et –0,4 m pour la pleine et la basse mer, respectivement. Par conséquent, les marées, dans le réseau de l'inlet, ne descendent que rarement sous le plan de référence, bien que cela puisse se produire par temps de bourrasques de l'est au milieu de l'hiver à la basse marée de vive eau. Dans le bras Indian, l'amplitude moyenne de la marée est de 3,3 m et la marée de vive eau atteint 4,9 m.

Océanographie

Tout comme dans les autres inlets de la côte, la répartition de la température et de la salinité dans l'inlet Burrard et le bras Indian varie considérablement selon la saison, particulièrement dans la partie supérieure de la colonne d'eau. Les facteurs qui influencent cette répartition sont : les conditions dans le détroit de Géorgie, le drainage local des terres, l'apport d'eau du fleuve Fraser, les marées et les vents.

TABLEAU 10.3 Vents mesurés au quai Centennial, dans le port de Vancouver (de mars 1969 à février 1974). Les valeurs indiquent la fréquence proportionnelle des vents en provenance d'une direction particulière pour chaque mois. (Voir légende du tableau 10.1)

MOIS

DIRECTION	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
N	1	2	2	3	5	3	5	3	3	3	3	3
N-E	5	4	3	4	4	3	2	3	5	4	4	6
E	52	55	59	48	40	48	38	42	41	50	65	60
S-E	15	7	8	8	8	10	10	13	14	10	8	13
S	7	5	4	6	6	6	7	7	4	4	4	6
S-O	5	2	3	5	3	1	2	1	3	1	2	2
O	9	10	11	14	17	12	13	11	12	12	8	6
N-O	3	5	7	10	15	15	21	17	12	9	3	2
Accalmie	3	9	3	2	2	2	2	2	6	7	3	2
Vitesse moyenne (m/s)	2.9	2.8	2.6	3.0	2.8	2.7	2.5	2.6	2.5	2.6	2.5	2.7
Vitesse moyenne (kn)	5.6	5.5	5.0	5.8	5.4	5.2	4.9	5.1	4.8	5.0	4.9	5.3

Pendant presque toute l'année, le réseau de l'inlet est une structure à deux couches; une couche supérieure d'environ 5 m d'épaisseur, plutôt chaude et de faible salinité se superpose à une couche inférieure plus froide et plus salée. Cette structure est préservée par l'apport d'eau douce de différentes rivières, la percolation, le déversement d'eaux usées qui descendent vers la mer près de la surface, et qui sont remplacées par l'entrée, dans la couche profonde, d'eau salée en provenance du détroit de Géorgie. La rivière Indian compte pour la majorité de l'apport d'eau douce dans le bras Indian, bien que 40 % de cet apport puisse venir du lac Buntzen par l'intermédiaire de l'usine hydro-électrique installée sur ce lac. La rivière Seymour est la principale source directe d'eau douce pour le port de Vancouver et la rivière Capilano joue le même rôle pour le bassin externe. Le débit de ces rivières est étroitement lié à l'abondance des précipitations locales et est plus élevé durant la saison pluvieuse de l'automne à l'hiver. Le débit des rivières de la rive nord ne dépasse 150 m³/s (approximativement 1 % du débit du fleuve Fraser) que durant quelques jours seulement, chaque année, et cela généralement en périodes de crues associées à de fortes précipitations. Le débit record enregistré pour la plus importante de ces rivières, soit la Capilano, a été de 408 m³/s, le 26 novembre 1949. Toutefois, au cours d'hivers exceptionnellement froids, les précipitations peuvent être retenues dans les champs de neige pour n'être libérées qu'au printemps.

C'est le bras nord du fleuve Fraser qui est le principal responsable de l'apport d'eau saumâtre dans la partie externe de l'inlet Burrard, et non les petites rivières locales. Cette qualité d'eau domine particulièrement durant la période d'écoulement maximal, vers la fin du printemps et le début de l'été. La combinaison des courants de flot et de la charge hydraulique de la rivière entraîne une couche d'eau douce vaseuse vers le nord, en direction de la pointe Grey, puis à l'est, le long de la rive sud de l'inlet où elle prend une couleur verte fuligineuse qui contraste avec l'eau océanique plus salée, d'un vert plus foncé. Avec certaines conditions propices de vents et de marées, l'eau du fleuve Fraser

peut se rendre jusqu'au port de Vancouver, quoique sous une forme considérablement modifiée, par suite du brassage de la marée au Premier goulet. C'est cette couche saumâtre qui explique les valeurs de salinité plutôt faibles et les températures plutôt élevées dans les eaux de surface, le long de la rive sud de l'inlet, en été. De plus, elle ralentit l'écoulement aval de l'eau douce entrant dans l'inlet par les rivières voisines, perturbant ainsi la circulation estuarienne normale.

Les eaux superficielles atteignent leur température maximale entre la fin juillet et le début août, dans tout l'inlet (fig. 10. 34A). La température dans le premier mètre d'eau en surface peut atteindre plus de 20°C le long de la rive sud du bassin externe, au-dessus de la région peu profonde qui s'étend vers l'est du Second goulet jusqu'à port Moody, et dans la majeure partie du bras Indian. Si les vents sont légers dans la région, la température de l'eau de surface augmentera pour s'approcher de la température de l'air. Malheureusement pour les baigneurs, la thermocline est peu profonde et la température de l'eau baisse toujours de 5 à 10°C dans les 5 m supérieurs. En dessous des 20 m, la température devient uniformément froide, pour s'établir à près de 10°C. En été, l'eau de surface est toujours plus froide dans le port de Vancouver à cause du brassage intense de la marée entre le Premier et le Second goulet. Les températures maximales de surface dans ce bassin sont généralement inférieures à 15°C, sauf dans les anses abritées, comme le port charbonnier.

En hiver, les eaux du réseau de l'inlet sont presque uniformément froides, de la surface au fond (fig. 10.34B). Bien qu'il y ait quelques variations d'un hiver à l'autre, les températures de 6 à 8°C sont fréquentes, avec des eaux légèrement plus froides en surface à cause de la perte de chaleur dans l'atmosphère. Comme à toutes les autres époques de l'année, les eaux du bassin interne de l'inlet Burrard présentent les plus petites variations de température, en fonction de la

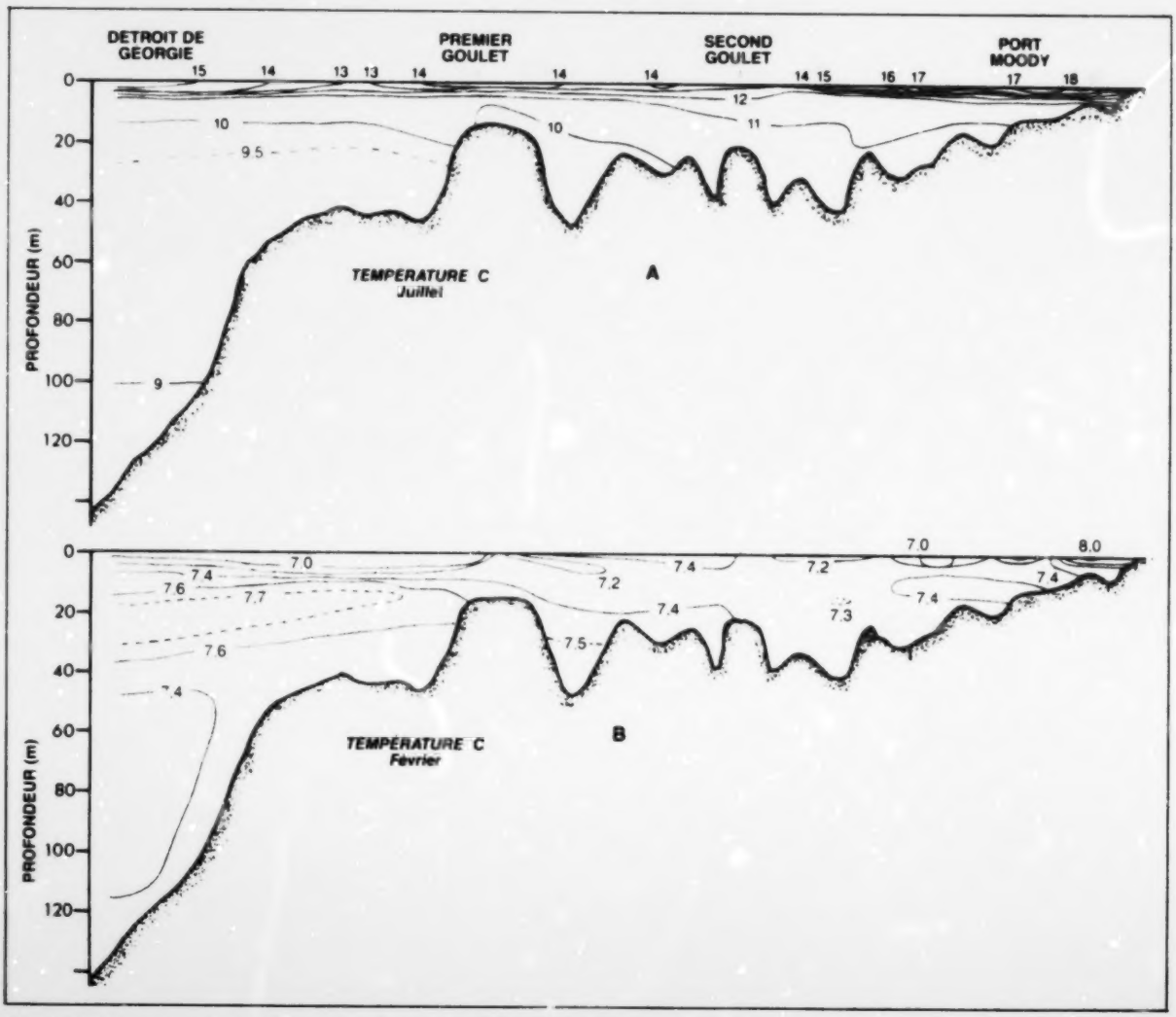


FIG. 10.34 Vue en coupe de la répartition des températures (°C) au milieu du chenal de l'inlet Burrard. Les données ont été prises du 7 au 9 juillet 1966 (A) et du 15 au 18 février 1962 (B). (D'après Anon. 1973)

profondeur, dans tout le réseau.

Dans le bassin externe, l'eau du fleuve Fraser entraîne une répartition complexe de la salinité de surface qui varie beaucoup selon la marée, le vent et la quantité d'écoulement. En dessous des 10 m, la salinité devient plus uniforme, affichant des valeurs de 29 à 30 ‰ toute l'année (fig. 10.35). Les coefficients de salinité dans les eaux de surface sont plus faibles l'été. À cette époque, la répartition générale dépend largement d'une langue d'eau de faible salinité en provenance du fleuve Fraser, de 10 ‰ ou moins, qui entre dans l'inlet aux environs de la pointe Grey et se déplace ensuite vers le Premier goulet (fig. 10.36). Les eaux les plus salées se trouvent en général dans la moitié septentrionale du bassin externe, avec des valeurs maximales d'environ 20 ‰ près de la pointe Atkinson. La présence d'eau de surface d'une salinité relativement forte, de l'est de la plage Jericho jusqu'au ruisseau False, indique que les courants superficiels de flot dans le bassin externe prennent une direction nord-est plutôt que plein est. Toutefois, la répartition moyenne illustrée dans la figure 10.36 est sujette à des variations considérables. Par exemple, il est possible de rencontrer des flaques ou « lentilles » de faible salinité, d'environ 10 ‰, isolées un peu partout dans le bassin externe. Il peut également exister des flaques de faible salinité en aval de l'embouchure de la rivière Capilano. Généralement ces flaques ne persistent que durant une partie du cycle de la marée avant d'être dispersées par les marées et les vents. En hiver, les coefficients de salinité dans la majeure partie du bassin externe se situent à près de 25 ‰ à la surface et augmentent jusqu'à environ 30 ‰ à plus de 20 m de profondeur (fig. 10.35B).

À l'est du Premier goulet, il y a une diminution graduelle de la salinité en surface depuis l'entrée jusqu'au fond du bras Indian, en toute saison. Les valeurs de salinité demeurent inférieures à 30 ‰, à cause de la faible profondeur des seuils séparant ces bassins

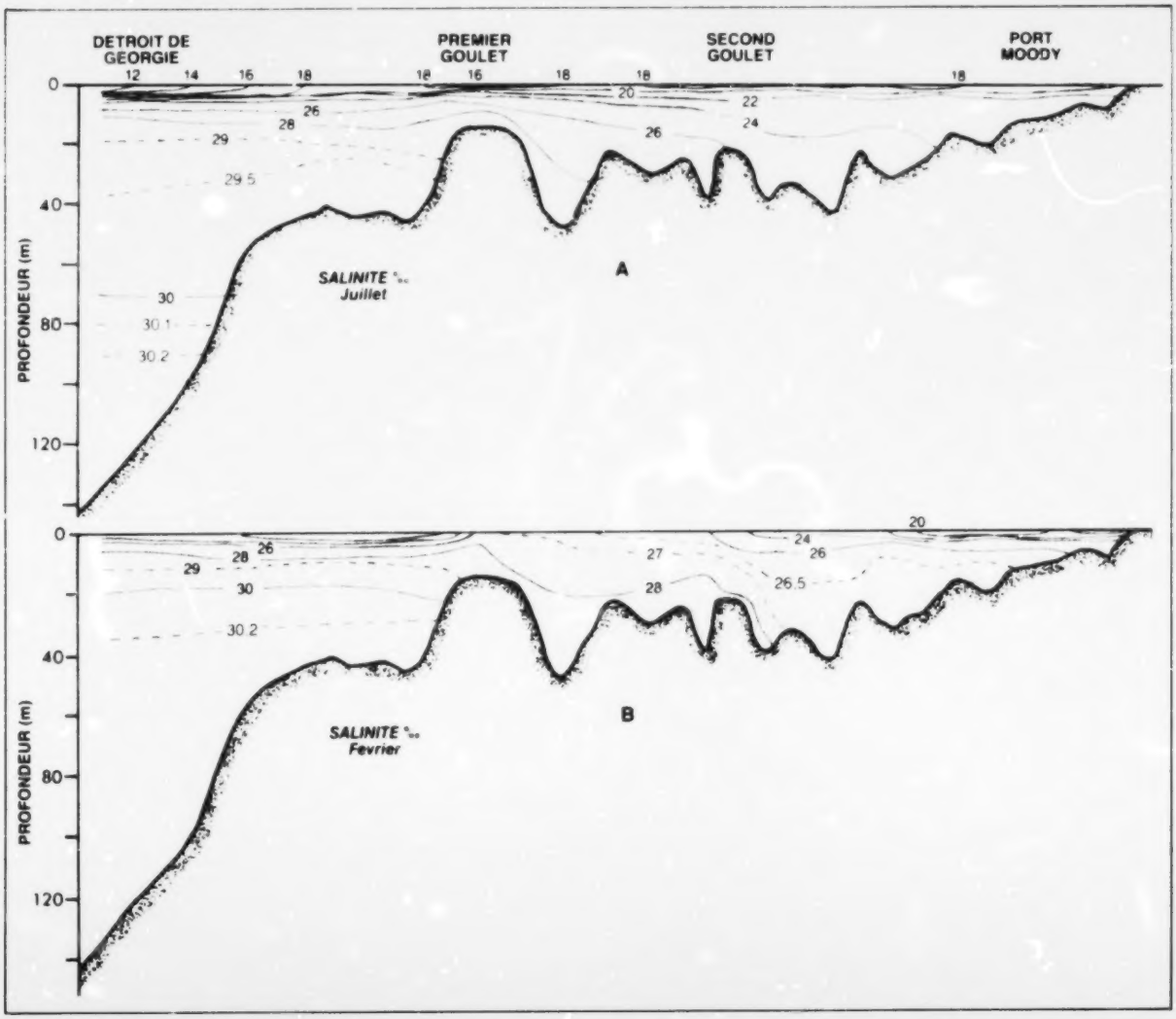


FIG. 10.35 Vue en coupe de la répartition de la salinité (‰) au milieu du chenal de l'inlet Burrard. Les données ont été prises du 7 au 9 juillet 1966 (A) et du 15 au 18 février 1962 (B). (D'après Anon. 1973)

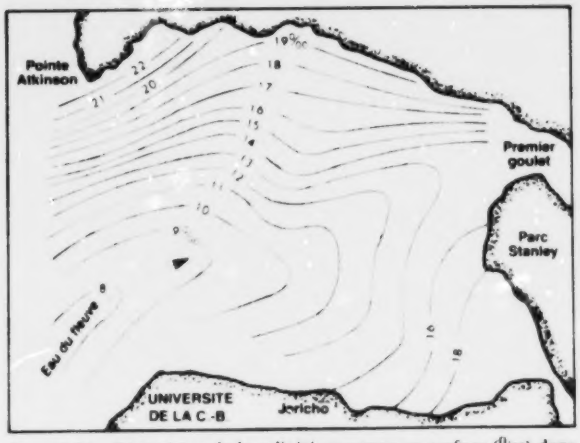


FIG. 10.36 Répartition de la salinité moyenne en surface (‰) dans l'inlet Burrard, en période de grand débit du Fraser (en été). (Tiré de Campbell 1954)

internes. Les valeurs les plus élevées se situent juste à l'entrée du port de Vancouver où le courant de décharge du Premier goulet pénètre jusqu'au tréfonds du bassin. La salinité en surface, dans le bras Indian, atteint des valeurs minimales deux fois l'an : une fois en été (entre juillet et septembre) probablement à la période de la plus forte fonte des neiges; et, une deuxième fois, tard en hiver (entre janvier et mars) durant les périodes de fortes précipitations. Les minimums ne sont que de quelques parties par millier, au fond du fjord, et montent à environ 10 ‰ à mi-chemin le long du chenal pour atteindre 15 ‰ à l'extrémité méridionale du fjord. La salinité atteint son maximum au printemps et au début de l'hiver.

Courants

Dans cette section, il sera question du mouvement des eaux dans le bassin externe de l'inlet Burrard. Ceux qui s'intéressent aux courants du bassin interne sont priés de consulter l'atlas des courants de marée du port de Vancouver, 1981, publié par le Service hydrographique canadien, où ils pourront trouver la vitesse et la direction des courants de marée en surface aux phases horaires de la marée. Seule une description sommaire des courants dans le bras Indian sera présentée dans ce texte.

Les configurations de courant de l'inlet Burrard, décrites ci-dessous, doivent être mises en perspective. Premièrement, elles sont fondées sur des données de courantomètres prises il y a plus de 25 ans, alors que la technologie océanographique était encore à ses débuts. En outre, deux courtes périodes d'observation de 25 h chacune seulement ont été recensées, et ces périodes se situaient l'été, alors que les vents étaient faibles et variables. Les configurations de courant doivent donc être prises comme des représentations générales du mouvement réel des eaux à différentes phases de la marée, qui peuvent connaître des variations importantes.

Lors d'un grand flux, les courants de marée se déplaçant vers le nord, dans le détroit de Géorgie, pénètrent dans l'inlet Burrard en virant au nord-est près de la pointe Grey (fig. 10.37A). Au moment où ces relevés ont été faits, il y avait aussi un mouvement des eaux en direction du sud-est, au large de la pointe Atkinson, là où les courants de flot entraient dans l'inlet en provenance du chenal de la Reine-Charlotte. À cause de l'étroitesse de ce chenal, cette dernière caractéristique peut être typique du mouvement des eaux par grand flux, quoique normalement la direction soit plus imprimée vers l'ouest au large de la pointe Atkinson. Dans la majeure partie de l'inlet, les courants de surface sont ensuite dirigés vers le Premier goulet, et atteignent une vitesse maximale d'environ 25 à 50 cm/s. Mais la simplicité de ce tableau est altérée par l'influence des vents et la géométrie de la ligne de rivage. Les vents d'ouest, par exemple, devraient augmenter les courants de flot, dans les quelques mètres supérieurs de l'eau, d'environ 3 % de la vitesse du vent et les diriger plus vers l'est; de la même façon, les vents d'est devraient ralentir le flux et l'obliger à se déplacer plus vers le nord-est. Les larges hauts-fonds du côté de la rive sud et l'avancée de la pointe Atkinson dans l'inlet produisent des contre-remous en aval. À l'est du banc Spanish, un faible contre-courant pré-côtier de 10 à 20 cm/s a été découvert lors de l'étude antérieure, mais il est vraisemblable que les vents d'ouest viennent inverser ce courant de marée, particulièrement en été lorsque les eaux saumâtres du fleuve Fraser recouvrent la majeure partie de la rive sud. Le flux s'accélère dans le ruisseau False mais, même sous le pont de la rue Burrard, sa vitesse est généralement inférieure à 50 cm/s. La canalisation des courants de flot dans le Premier goulet accélère leur arrivée dans le port de Vancouver où ils peuvent atteindre une vitesse de 300 cm/s (6 kn) lors des marées de vive eau. Le flux ralentit en s'étalant à l'est de la pointe Brockton, bien que sa vitesse soit suffisante pour provoquer des contre-remous bien définis à l'abri des saillies dans le port.

En saison de petits flux, la configuration du mouvement des eaux est semblable à celle qui existe lors des grands flux, sauf que les courants au milieu du chenal sont plus faibles et ont tendance à s'étaler davantage dans tout l'inlet (fig. 10.37B). De plus, les courants de marée sont orientés davantage vers le nord à l'entrée de l'inlet dans le détroit de Géorgie, et le remous antihoraire entre l'anse Sandy et la pointe Atkinson s'étend à l'ouest pour rejoindre le mouvement des eaux vers le nord dans la baie Howe. Les courants de vent jouent évidemment un rôle de premier plan dans la détermination de la structure générale du mouvement des eaux en période de petit flux, alors que les vents sont modérés à forts.

Les courants de surface en période de grand reflux sont illustrés dans la figure 10.37C. La caractéristique la plus prononcée est le courant fort, étroit, qui souvent peut aller du Premier goulet jusqu'à la pointe Atkinson. À ce moment, le courant principal se trouve au large, sauf près de la pointe Reardon et du goulet, et a une vitesse maximale d'environ 100 cm/s. Le courant s'élargit généralement, le long de la majeure partie de sa trajectoire, mais se rétrécit de nouveau au large de la pointe Atkinson, où il se combine au courant du sud provenant

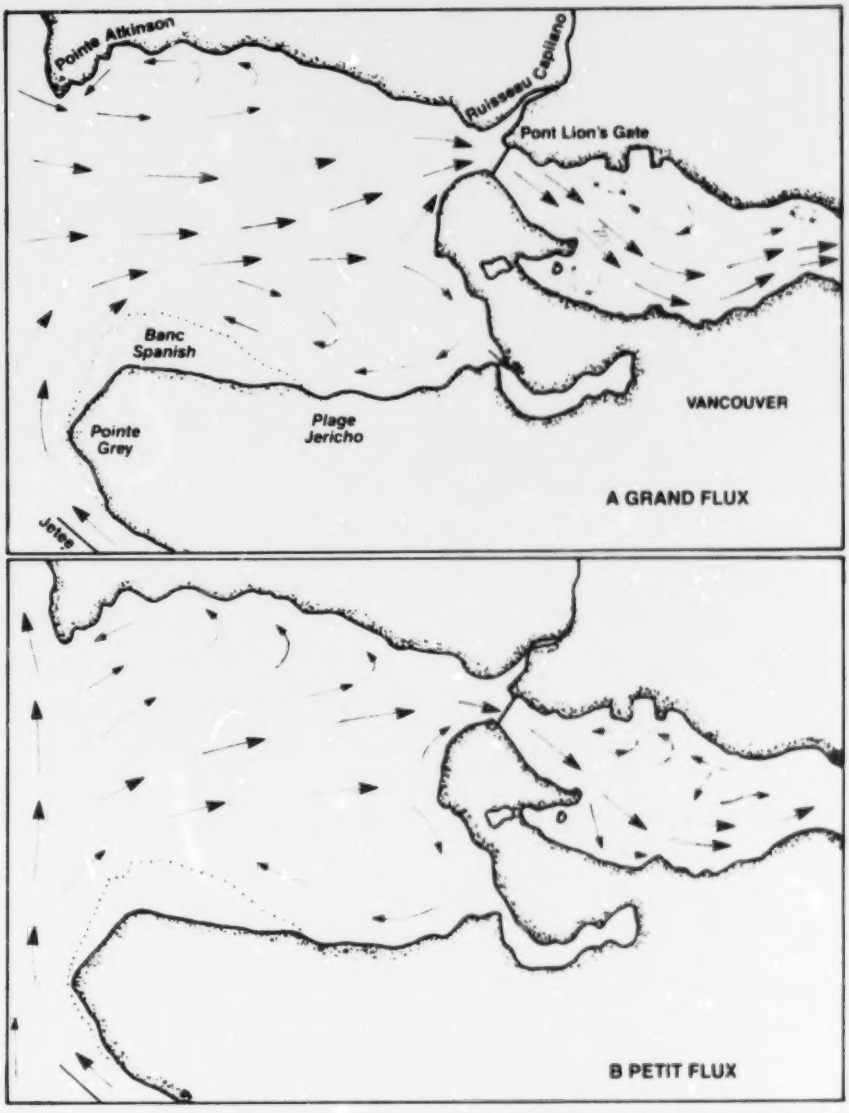


FIG. 10.37 Courants de marée dans l'inlet Burrard. (A) grand flux, (B) petit flux, (C) grand reflux, (D) petit reflux. Les grosses flèches correspondent aux vitesses de 20 à 50 cm/s (0,5 à 1,0 kn); les petites flèches, aux vitesses inférieures à 25 cm/s (sauf au Premier goulet où la vitesse du courant est généralement supérieure à 50 cm/s). (D'après Campbell 1954)

de la baie Howe. À d'autres moments, le courant étroit semble dévié vers le milieu du chenal au lieu de longer la rive nord, mais la raison de cette déviation est encore inconnue. Il est bien évident que des études complémentaires s'imposent pour comprendre parfaitement le mouvement des eaux dans cette région.

Un très grand tourbillon antihoraire se développe, à cause de l'avancée du parc Stanley, sur la majeure partie de la baie English lors du reflux, provoquant des courants faibles et variables le long des plages récréatives voisines. Le mouvement des eaux le long de la rive sud est davantage compliqué par le reflux en provenance du ruisseau False, et qui est dirigé vers l'ouest, le long de la plage Jericho et du banc Spanish. La constance de la direction nord du reflux, au large de la pointe Grey, est due à la charge hydraulique du bras nord du Fraser qui continue à dériver les eaux de surface vers le nord. Il va de soi que la configuration du mouvement des eaux peut être entièrement modifiée en fonction de la direction, de la force et de la durée des vents.

Durant les petits reflux, le jet de la rive nord est plus faible et moins bien développé, de sorte que le remous antihoraire ne se forme pas dans la partie orientale de l'inlet. Toutefois, les courants de reflux ont toujours tendance à virer avec le nord, le long des plages du parc Stanley (fig. 10.37D).

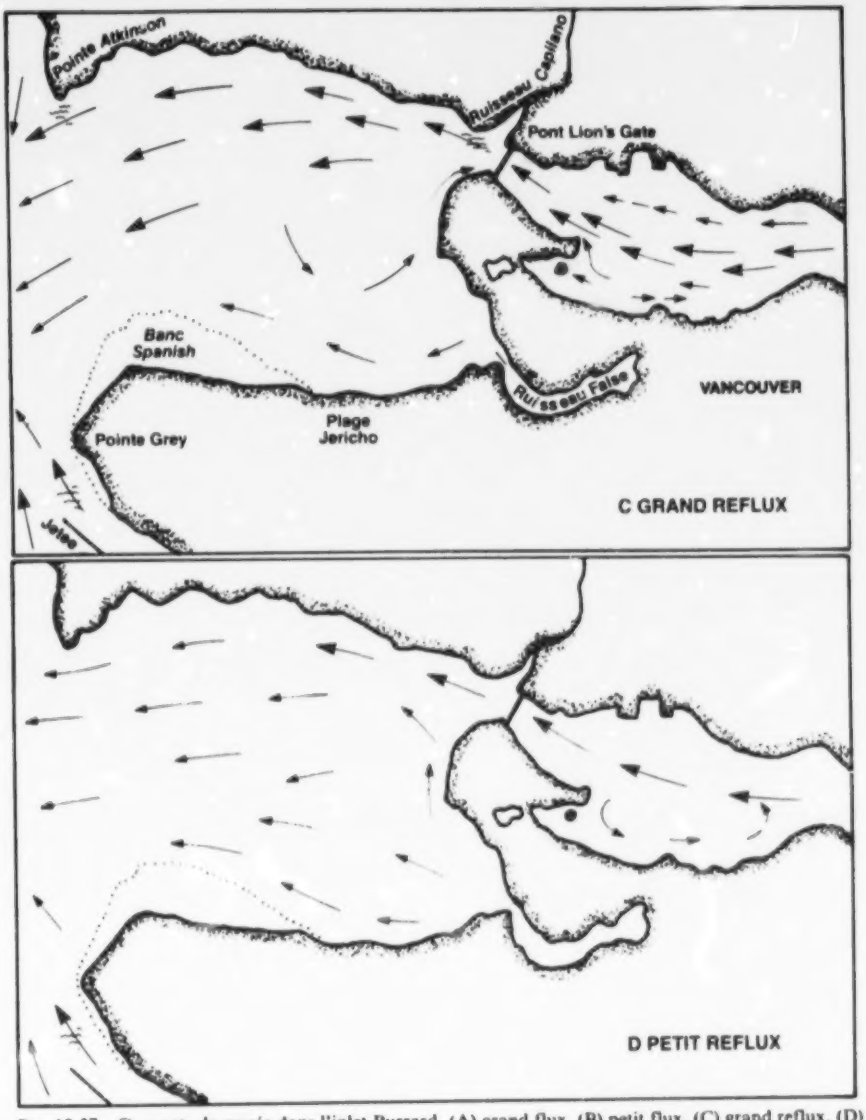


FIG 10.37 Courants de marée dans l'inlet Burrard. (A) grand flux, (B) petit flux, (C) grand reflux, (D) petit reflux. Les grosses flèches correspondent aux vitesses de 20 à 50 cm/s (0,5 à 1,0 kn); les petites flèches, aux vitesses inférieures à 25 cm/s (sauf au Premier goulet où la vitesse du courant est généralement supérieure à 50 cm/s). (D'après Campbell 1954)

Vagues

En raison du fetch limité, les vents locaux ne peuvent engendrer des vagues importantes dans l'inlet Burrard. Par conséquent, les lames assez grosses qui existent parfois à l'entrée de l'inlet sont formées par les grands vents du détroit de Géorgie. De longues vagues houleuses se propagent dans l'inlet après le passage de systèmes frontaux, mais elles perdent vite de leur force le long de l'axe du chenal. Dans le port de Vancouver, les vagues engendrées par les bateaux viennent probablement perturber la ligne de rivage de façon aussi importante que les vagues de vent.

Des vigoureux clapotis se produisent dans les régions de flux important, malgré la faible hauteur des vagues. Quand les vents d'ouest soufflent sur l'inlet, des clapotis dangereux pour les petites embarcations se forment souvent près de la pointe Atkinson et au large du Premier goulet, durant le reflux. À ce dernier endroit, le mouvement peut être accentué par le débit de la rivière Capilano. Des clapotis importants se forment aussi au-dessus du haut-fond Burnaby, dans le port de Vancouver, lors des grands flux.

En été, la propagation des ondes internes, en provenance du détroit de Géorgie, entraîne souvent la formation de rubans de moires dans le bassin externe de l'inlet. L'énergie de ces vagues de gravité, comme celle

des vagues de surface, se dissipe en déferlant sur le rivage, processus invisible à l'oeil nu.

Circulation dans le bras Indian

La circulation de base dans le bras Indian, comme dans la majorité des fjords de la côte ouest, consiste en un écoulement d'eau saumâtre en surface dû à l'accumulation d'eau douce dans le bassin, et en un apport compensatoire d'eau salée en profondeur. Le flux et le reflux des courants de marée se superposent à cette structure, tout comme les courants de vents, à une vitesse d'environ 3 % de celle du vent. Donc, en tout temps, la vitesse et la direction des eaux de surface, jusqu'à environ 5 m de profondeur, dépendent du débit de la rivière (lequel détermine la force de l'écoulement vers la mer), de l'amplitude et de la phase de la marée, de la force et de la direction du vent. Les courants de marée maximums à l'extrémité méridionale peu profonde du fjord varient de 25 cm/s, pour une marée de 2 m, à 50 cm/s, pour une marée de 4 m, mais sont considérablement plus faibles à l'intérieur même du bassin principal. En conséquence, l'écoulement de surface dans le bras Indian n'est complètement endigué par le flux près de l'embouchure de l'inlet que durant les périodes de faible écoulement. Dans l'ensemble du fjord, les courants de surface sont presque toujours orientés vers le sud, mais de force variable, plus faibles lors du flux ou sous l'influence des vents du sud et plus forts lors du reflux ou avec des vents du nord. Durant le flux, juste sous la couche saumâtre qui s'écoule vers l'océan, un jet intrusif se forme à l'extrémité méridionale du fjord et remonte partiellement dans l'inlet avant de se mélanger à l'eau enrivonnante.

Baie Howe

La baie Howe, située juste au nord de l'inlet Burrard, est une masse d'eau de type estuarien qui coupe la chaîne Côtière vers le nord, sur une longueur de 43 km, jusqu'à l'embouchure de la rivière Squamish (fig. 10.38). Topographiquement, elle peut être divisée

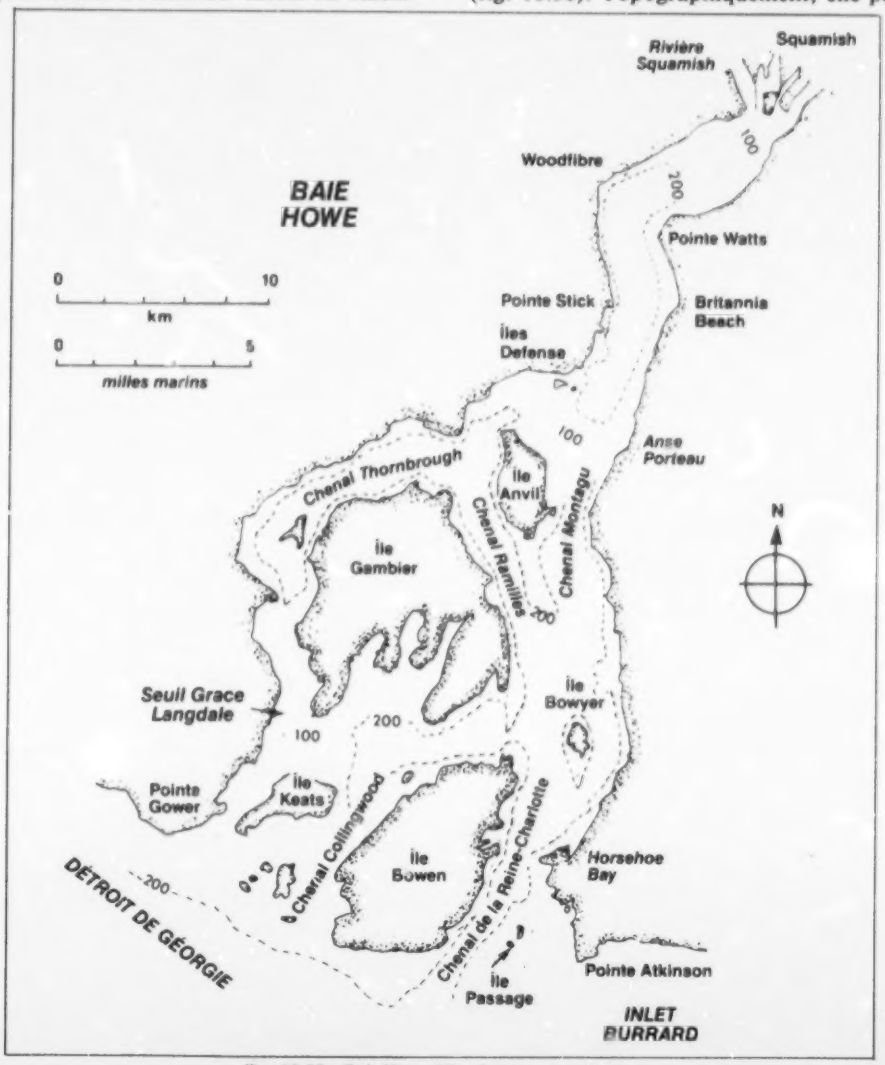


FIG. 10.38 Baie Howe. (Profondeur en mètres)

en deux bassins différents. Le bassin externe, parsemé d'îles, est une véritable baie qui, à son entrée entre la pointe Atkinson et la pointe Gower a une largeur de 20 km, et se rétrécit ensuite à 3,5 km aux îles Defense, 26 km à l'intérieur des terres. À partir de là, la baie se transforme en un bassin interne de type fjord, étroit et à falaises escarpées, avec un seuil à l'entrée et une importante rivière au fond (pl. 2).

Bien que la majorité des visiteurs de la baie Howe soient impressionnes par sa beauté raboteuse, les premiers hommes blancs à pénétrer dans cette région ne furent pas enthousiasmés par ce qu'ils virent. Les commentaires du capitaine George Vancouver, en juin 1792, n'avaient rien de très flatteur :

« En quittant la pointe Atkinson pour remontrer dans la baie ... nous progressons rapidement, poussés par un coup de vent du sud, à la rencontre d'un temps sombre qui ajoute à l'aspect lugubre du paysage environnant. Les côtes basses et fertiles que nous avons longées depuis quelque temps, quoique avec quelques interruptions, n'existent plus ici; le rivage forme maintenant la base d'une énorme barrière de neige, parsemée d'arbres, qui s'élève brusquement de la mer aux nuages; de ses sommets glacés, la neige en fondant forme des torrents écumants qui dévalent les pentes abruptes et accidentées, offrant tout à la fois un spectacle sublime et désolé, dont toute vie semble s'être retirée ... »

Pour bien des gens d'aujourd'hui, le « spectacle désolé » que Vancouver décrit si poétiquement équivaut à l'épaisse fumée grisâtre, qui se dégage de l'usine à pâte de Woodfibre, et couvre la majeure partie de la baie d'un voile chimique désagréable lorsque les vents s'en mêlent.

Bathymétrie

La baie Howe est une ancienne vallée de rivière qui a été creusée et modelée par les puissantes excavations glaciaires. Au maximum de son avance, le manteau glaciel remplissait la vallée jusqu'au niveau actuel de 1950 m et, à la période de retrait, il laissa derrière lui d'épaisses couches de sédiments qui recouvrent maintenant la roche-mère du chenal, et forment deux seuils importants. Le seuil interne coupe l'entrée du bassin nord, entre l'anse Porteau et les îles Defense, s'élève jusqu'à environ 35 m sous la surface de l'eau, et semble être une moraine terminale, vestige de l'avance maximale d'une période glaciaire récente. Le seuil entrave le déplacement de l'eau océanique profonde vers le nord et favorise de ce fait la stagnation des eaux de fond dans le bassin interne. La faible profondeur de l'eau dans cette région, et la proximité de la route Squamish qui descend au niveau de la mer, font de cet endroit un des lieux favoris des plongeurs autonomes.

Le seuil externe coupe l'extrémité sud de la baie Howe et est formé de dépôts glacio-marins accumulés au point de rencontre du manteau glaciel, lors de son avance dans la baie, et de la banquise du détroit de Géorgie. Au début, il a fait obstacle aux échanges d'eau profonde avec le détroit, mais il a par la suite été faillé à plusieurs endroits. Les courants de marée, dans le chenal de la Reine-Charlotte, ont approfondi la brèche, si bien qu'aujourd'hui il y a un libre échange d'eau entre la détroit et le bassin externe de la baie. Les profondeurs minimales au-dessus des parties restantes du seuil atteignent environ 60 m et la moyenne des pentes est d'environ 1 sur 7. Un plus petit seuil (le seuil Grace-Langdale), d'une profondeur minimale de 30 m, s'étend de la pointe sud de l'île Gambier jusqu'à la bordure continentale. Les profondeurs moyennes, dans le bassin interne, atteignent environ 275 m, tandis que dans le bassin externe elles sont d'environ 240 m. Les deux bassins ont un fond relativement plat, avec des reliefs de quelques mètres au milieu du chenal. La bathymétrie est beaucoup plus irrégulière près des îles et des plages continentales où elle reflète la nature rocheuse du terrain montagneux. Il y a aussi une pente assez abrupte en aval du delta de la rivière Squamish où, selon les estimations, les sédiments fluviaux font progresser le front du delta de quelque 7 m par an.

Vents

Les régions estuariennes, comme la baie Howe, sont fortement influencées par les vents qui, en plus de leur influence directe sur les courants de surface, jouent un rôle indirect en modifiant la structure océanique des eaux profondes. Cela est particulièrement vrai dans le bassin interne en forme de fjord, de la baie, où l'influence de la marée ne semble avoir qu'une importance secondaire. Dans la baie Howe, en général, les vents modérés à forts sont liés aux systèmes frontaux associés aux perturbations du Pacifique, à l'écoulement de l'air arctique et aux brises de mer locales.

Les perturbations frontales qui traversent le sud de la Colombie-Britannique d'octobre à mars, sont généralement précédées de vents du sud-est de la force du coup de vent qui redoublent de vigueur en étant canalisés vers la baie Howe. Cet effet est plus prononcé dans le secteur nord de la baie où l'air est davantage confiné par la topographie locale. À l'approche d'un front, les vents peuvent se transformer de brise légère en vent de tempête, en quelques heures, et ils ont déjà atteint une fois des vitesses moyennes de 25 m/s (50 kn), avec des rafales de 40 m/s (80 kn) au fond de la baie. En hiver, des vents du sud de plus de 7,5 m/s (15 kn) soufflent pendant environ 30 % du temps et atteignent fréquemment la vitesse de 15 m/s (30 kn) avec des rafales allant jusqu'à 20 m/s (40 kn).

De forts squamishes descendent assez souvent dans la baie Howe durant les mois froids de l'hiver. Comme dans les autres inlets côtiers, les squamishes se forment lorsque l'air arctique dense et froid, stagnant au-dessus des terres intérieures de la province, s'engouffre dans les vallées fluviales comme un courant de densité. Ce genre d'écoulement d'air est souvent déclenché par le passage d'un système dépressionnaire le long de la côte et, bien qu'il soit moins fréquent que le vent du sud, il perdure généralement plus longtemps. Les quelques données disponibles concernant les squamishes dans la baie Howe indiquent qu'ils peuvent persister de 3 à 5 jours et se produire en moyenne environ 5 à 6 jours, en décembre et janvier. Ces vents atteignent fréquemment 15 m/s (30 kn) avec des rafales allant jusqu'à 30 m/s (60 kn).

De mai à août, la configuration des vents dans la

baie Howe est dominée la moitié du temps par une forte influence de la brise de mer associée au réchauffement différentiel de l'eau et de la terre (voir chapitre 2). Ces vents diurnes ont tendance à être un peu plus forts que leurs homologues dans la majeure partie du détroit de Géorgie, à cause de la nature confinée de la baie, et sont particulièrement dominants les jours clairs et ensoleillés. Durant ces périodes, la brise de terre souffle du nord avec des vents légers entre minuit et 9 h. Au début du réchauffement diurne, les vents virent au sud ou au sud-ouest, et l'après-midi la brise de mer atteint fréquemment une vitesse de 10 m/s avec des rafales de 15 m/s (en une occasion, des rafales de 20 m/s ont été enregistrées à Squamish, en association avec une brise de mer intense de 15 m/s). Le vent tombe après le coucher du soleil, puis recommence à souffler du nord, légèrement, vers minuit. Cette configuration estivale cyclique peut, évidemment, être modifiée par des conditions atmosphériques de grande amplitude, comme le passage de fronts faibles ou les forts écoulements d'air de l'ouest en provenance du Pacifique, et ne doit pas être considérée comme prédominante en tout temps.

Marées

Les marées mixtes, à dominance semi-diurne dans la baie Howe, diffèrent peu de celles qui existent dans l'inlet Burrard, c'est pourquoi la pointe Atkinson est prise comme point de référence pour les deux régions. À Squamish, par exemple, l'amplitude moyenne de 3,2 m et l'amplitude de grande marée de 4,9 m ne diffèrent des valeurs correspondantes à la pointe Atkinson (3,3 m et 4,9 m respectivement) que par quelques centimètres. En outre, les heures de pleine et de basse mer au fond de la baie Howe ne sont généralement décalées que de quelques minutes par rapport à celles de la pointe Atkinson, bien que ce décalage puisse être quelque peu accentué par les squamishes. Par contre, les vents du sud associés au passage des systèmes frontaux provoqueront l'avancement des marées de quelques minutes, avec un léger gonflement en hauteur.

Océanographie

La répartition de la température et de la salinité dans la baie est semblable à celle qui existe dans les autres milieux estuariens influencés par l'écoulement d'une rivière, les vents, les températures et les marées. Généralement, une couche superficielle d'eau de 5 à 10 m d'épaisseur, de salinité plutôt faible, est superposée à une couche beaucoup plus épaisse, de salinité sensiblement plus élevée, lorsque les conditions demeurent constantes tout au cours de l'année.

L'eau douce est principalement amenée dans la baie Howe par la rivière Squamish qui, avec ses deux principaux affluents, les rivières Cheakamus et Mamquam, draine environ 3 700 km^2 de terres, ce qui en fait une des plus importantes rivières de la province. Le réseau de la rivière Squamish, essentiellement alimenté par la fonte des neiges, atteint un débit maximal d'environ 760 m^3/s au début de l'été un débit minimal d'environ $^1/_{10}$ de ce total à la fin de l'hiver. Des débits anormalement importants, qui ont atteint jusqu'à 2 100 m^3/s, se sont produits certaines années en automne, à cause de dégels brusques et de précipitations importantes qui, combinés à de grandes marées et à de forts vents, ont provoqué des crues soudaines et dévastatrices dans le delta de la rivière Squamish. (Depuis sa fondation, la ville de Squamish a été envahie par 1,50 m d'eau tous les 16 ans et soumise à des inondations moins importantes tous les 7 ans. La digue construite le long de la berge de la rivière devrait cependant remédier à cet état de choses). La variation importante entre le débit estival et hivernal de la rivière s'accompagne d'une variation saisonnière correspondante de la température, de la salinité et des courants dans les eaux de surface de la baie.

En descendant vers la mer, l'eau de la rivière se mêle à l'eau océanique sous-jacente, plus salée, ce qui provoque une augmentation progressive de la salinité dans les 10 m supérieurs de la colonne d'eau. Lorsque la couche d'eau saumâtre a atteint le bassin externe, les valeurs sont généralement d'environ 15 ‰ en été et un peu plus élevées en hiver, lorsque l'écoulement de la rivière est plus faible. La salinité augmente encore à l'embouchure de la baie où les valeurs deviennent comparables à celles du détroit de Géorgie. La salinité varie entre 29 et 31 ‰ à environ 50 m de profondeur tout au cours de l'année, avec des valeurs légèrement supérieures dans le bassin externe, à cause de l'obstacle formé par le seuil à l'entrée du bassin interne. Heureusement pour les organismes marins qui vivent sous la ligne du seuil dans le bassin interne, la nature pourvoit au renouvellement des eaux profondes, deux fois l'an généralement, par le déversement du trop plein des eaux plus riches en oxygène en provenance du bassin externe. Selon les indications, ces déversements sont déclenchés par une combinaison de forts squamishes et d'un débit anormalement important de la rivière dû à de fortes précipitations ou à un dégel brusque en altitude. Bien que ces conditions ne soient réunies que pendant quelques jours, elles sont essentielles au renouvellement de l'eau dans le bassin interne.

Levings et McDaniel (1980) ont démontré que chaque fois que ces genres de déversements sont retardés la pénurie d'oxygène dans le bassin interne entraîne la disparition d'une large population de nombreuses espèces benthiques. L'absence d'un déversement important, en 1977, a causé la destruction temporaire des stocks de mollusques et de crustacés dans la majeure partie du bassin interne.

Les températures estivales demeurent continuellement froides dans l'axe de la baie Howe; seules se réchauffent les anses protégées du bassin externe, parsemé d'îles. La couche saumâtre formée par l'eau de fonte de la rivière Squamish, dont la température oscille autour de 10°C, a bien peu de chance de se réchauffer pendant son trajet jusqu'au détroit de Géorgie. En hiver, les températures de surface dans la baie Howe descendent fréquemment à 5°C. Sous la couche supérieure d'eau de crue, les températures oscillent constamment autour de 8 à 10°C toute l'année, avec quelques variations mineures dans le bassin externe dues aux intrusions d'eau plus chaude provenant du détroit.

Circulation

Contrairement aux courants de plusieurs régions de la côte, ceux de la baie Howe ont été assez bien étudiés, particulièrement dans le bassin interne où l'influence de la rivière Squamish est le plus sensible. D'excellents travaux ont été exécutés à ce sujet par J. Buckley, de mai à juillet 1973. Buckley a déterminé la nature du mouvement des eaux de surface en utilisant des dériveurs de surface repérables au radar et a complété ses recherches au moyen des données recueillies par plusieurs rangées de courantomètres amarrés au fond.

Fondamentalement, la baie Howe a une circulation d'eau de type estuarien, influencée surtout par le débit d'eau douce du réseau de la rivière Squamish. Il y a un écoulement visible d'eau saumâtre vers la mer en une couche superficielle épaisse d'environ 10 m, et d'autre part une intrusion lente, en profondeur, qui compense la perte d'eau salée entraînée par la couche superficielle (chapitre 2). Les observations indiquent que les courants sont uniformes dans les 3 m supérieurs, de sorte que la quille d'un vaisseau se trouve dans une portion d'eau qui se déplace à la même vitesse. Cependant, la simple circulation estuarienne est singulièrement compliquée par l'action du vent et, dans une moindre mesure, par les marées. De plus, il y a une variation transversale permanente de la force du courant de surface dans le bassin interne, et souvent même un renversement de direction d'un côté à l'autre. La force du courant de surface varie aussi selon la saison, elle est plus faible en hiver quand l'écoulement de la rivière est relativement lent, et plus grande en été lorsque l'écoulement est fort.

La caractéristique la plus remarquable de la couche de surface est l'aspect limoneux, calcaire, de l'eau qui provient de la rivière Squamish et coule vers la mer, le long de la baie, en se mélangeant et en s'étalant au fur et à mesure de la descente (pl. 2). Très souvent, la démarcation entre l'eau saumâtre limoneuse et l'eau salée verdâtre de la baie marque aussi un changement radical dans l'orientation des courants. À d'autres moments, les courants sont identiques de chaque côté de la démarcation, ce qui rend donc cette démarcation inutilisable comme indicateur valable d'un changement d'orientation des eaux. Bien que le centre de la masse d'eau limoneuse se déplace de jour en jour, suivant la direction des vents dominants, et que la force de cette masse varie avec le débit de la rivière, une image générale des courants de surface qui existent dans la baie Howe commence à se dessiner. La figure 10.39 montre la trajectoire du « jet » de rivière qui entre à environ 50 cm/s dans la baie, le long de la digue de retenue sur le delta de la Squamish. De là, ce « jet » progresse vers le sud, jusqu'à la rive nord de la pointe Watts, où il est dévié en travers du chenal vers Woodfibre. Au nord du courant principal, un important contre-remous se forme dans le sens horaire et remonte le long de la côte jusqu'à proximité de l'embouchure de la rivière à une vitesse d'environ 20 cm/s. La masse de l'eau saumâtre tourne alors vers le sud au large de Woodfibre, en longeant le rivage de près jusqu'à la pointe « Stick » (nom local qui ne figure pas sur les cartes hydrographiques), puis s'écarte de la rive pour descendre vers l'océan par le centre du chenal. (Le long de la rive opposée, il y a un

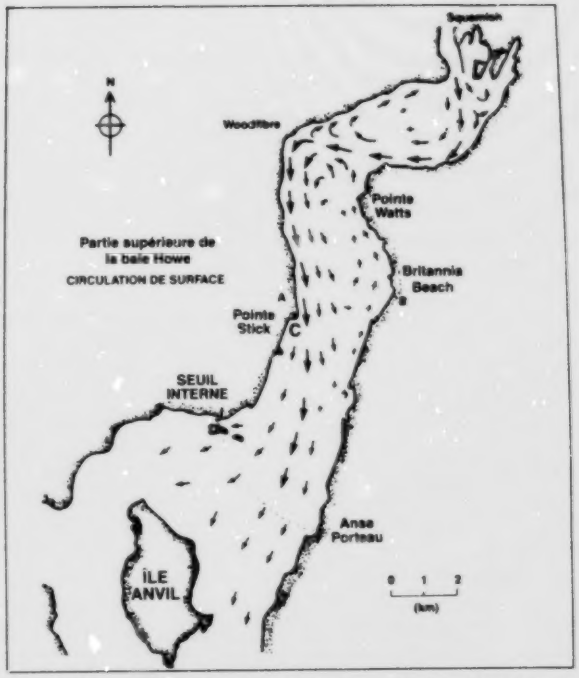


FIG. 10.39 Configuration générale des courants de surface dans la partie supérieure de la baie Howe, d'après les données des dériveurs de surface. Le format de la flèche est proportionnel à la vitesse et à la persistance du courant (voir figure 10.40 pour les courants transversaux entre A et B). (D'après Buckley 1977)

faible courant de retour vers le nord, en direction de la pointe Watts). Quand le principal du courant atteint le seuil qui sépare les deux bassins principaux de la baie Howe, il a perdu de sa force et se dirige uniformément vers l'océan, sauf s'il rencontre des vents contraires. De façon générale, les courants de surface dans le bassin interne, en forme de fjord, ont une forte composante aval dans la masse d'eau saumâtre qui longe le rivage occidental, et une composante amont moins prononcée le long de la rive opposée. Les données disponibles indiquent que, dans des conditions normales, le courant aval le long du rivage occidental est plus fort en surface, tandis que le courant amont, du côté oriental, est maximal à quelques mètres de profondeur (fig. 10.40).

Le changement brusque de la nature des courants près de la pointe Stick illustre bien l'effet du régime des courants sur la circulation marine dans la baie. Les remorqueurs qui remontent le chenal en tirant des trains de bois ou des péniches longent généralement la rive occidentale pour profiter des faibles courants et des contre-remous, mais une fois la pointe franchie, ils sont souvent immobilisés. Dans ce cas, le remorqueur aura avantage à se diriger vers le milieu du chenal plutôt qu'à lutter contre la puissance du courant « jet » au nord de la pointe.

Les vents qui soufflent sur le bassin interne modifient considérablement la configuration générale des courants, illustrée à la figure 10.39. Ainsi, dans la zone située entre les pointes Watts et Stick, l'arrivée soudaine d'un bon vent du sud peut entraîner le ralentissement ou

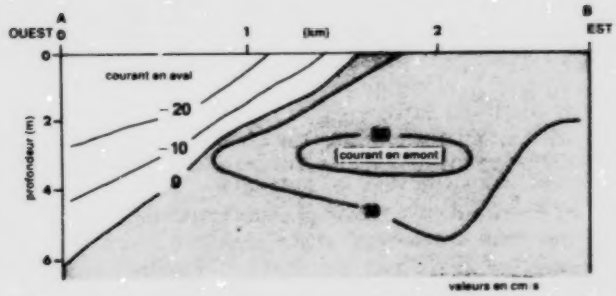


FIG. 10.40 Schéma des vitesses de circulation de l'eau, dans les 6 m supérieurs, dans la baie Howe (cm/s), d'après la moyenne de déplacement des dériveurs en 3 h, le 6 septembre 1973. Les valeurs sont positives pour les courants remontants (vers la terre); elles sont négatives pour les courants descendants (vers l'océan). Voir à la figure 10.39 la localisation des points A et B. (D'après Buckley 1977)

l'arrêt des courants associés au jet aval, alors que le même vent peut engendrer, entre le milieu du chenal et la rive opposée, des courants amont dont la vitesse peut atteindre 50 cm/s (fig. 10.41). De temps à autre, les vents du sud peuvent être assez forts dans cette région pour inverser le courant jet, particulièrement durant les périodes de faible débit de la rivière. (Sauf à l'extrémité nord du bassin, les courants de marée ne semblent avoir qu'une influence secondaire par rapport à celle du vent, et peuvent être ignorés dans une très large mesure.) Il arrive cependant un moment où, après avoir soufflé pendant des heures, le vent du sud devient incapable d'entraver le cours normal du jet de surface et où les courants s'accélèrent en déplaçant parfois leur centre d'écoulement vers le milieu du chenal. Cela est probablement dû au fait que, pendant que le vent retarde la descente de la couche d'eau saumâtre, l'eau s'accumule et que cette charge hydraulique supplante, au bout de quelque temps, l'effet du vent et permet aux courants de reprendre une vitesse de 25 à 50 cm/s. D'autre part, à l'extérieur de l'axe principal du courant, les vents continuent à pousser la couche de surface vers l'intérieur à des vitesses qui atteignent leur maximum à environ 1 km de la côte est. Entre la pointe Watts et le delta de la rivière, le vent et la marée ont une influence égale, mais cette influence n'est pas assez forte pour modifier sensiblement le régime des courants. Dans cette zone, le moment de la vitesse maximale du courant aval coïncide étroitement avec l'heure de la pleine mer à Squamish; l'axe du courant de jet peut être légèrement dévié vers le nord par les grands vents du sud. Des inversions de courant, engendrées par les vents du sud à l'extrémité méridionale du bassin interne, se produisent presque uniformément sur toute la largeur du chenal, avec des courants légèrement plus forts sur la moitié orientale (fig. 10.42). Les vitesses des courants remontants sont généralement de 25 cm/s quelques heures après l'arrivée de vents du sud de plus de 15 m/s bien que, encore une fois, l'accumulation d'eau saumâtre dans le bassin puisse provoquer la descente du courant près du rivage occidental avant que les vents diminuent.

Lorsque la vitesse des vents du sud tombe à moins de 10 m/s, la circulation dans le bassin interne reprend sa configuration normale illustrée à la figure 10.39. Les vents du nord, tels que les squamishes, augmenteront évidemment la vitesse des courants de surface de cette configuration qui seront tous orientés vers l'océan, sauf à l'abri des proéminences où de petits contre-remous se formeront. Les vitesses dans l'axe du courant jet peuvent atteindre 100 cm/s, alors qu'ailleurs des vitesses maximales d'environ 50 cm/s prévaudront. Finalement, dans la plupart des cas, l'action directe du vent n'a d'effet que dans les quelques mètres supérieurs de l'eau, et même lorsque le courant de surface est inversé, le courant descendant persiste souvent entre 5 et 10 m de profondeur. À de plus grandes profondeurs, le courant est légèrement remontant jusqu'à quelques kilomètres de l'embouchure de la rivière.

Il existe peu de renseignements sur la circulation générale dans le bassin externe de la baie Howe, parsemé d'îles, bien que d'après la géométrie de la région, les courants de surface devraient être plus faibles, plus variables et avoir une structure plus tourbillonnaire que dans le bassin interne, plus fermé. Les courants de marée jouent un rôle plus important dans cette région mais leur présence est partiellement masquée par les grands vents. Le décalage de la marée n'étant que de quelques minutes dans toute la baie, le flux maximum se produit à mi-course de la marée montante, et le reflux maximum à mi-course de la marée descendante. Lorsque les vents sont légers à modérés, les courants de marée atteignent des vitesses d'environ 25 cm/s dans les chenaux orientaux relativement dégagés, et des vitesses un peu plus élevées dans les passages plus étroits entre les îles et à proximité des caps. Les vents du sud de plus de 5 m/s provoquent des courants de flux de surface plus forts et des courants de reflux plus faibles qui, en certains cas, peuvent même être transformés en courants remontants. Les vents du nord, par ailleurs, accélèrent le reflux et ralentissent le flux. Pendant les mois d'été, l'écoulement de l'eau saumâtre vient encore renforcer le reflux et ralentir le flux.

D'après la carte hydrographique, il semble que la couche vaseuse superficielle, qui descend vers l'océan à partir du bassin interne, s'oriente toujours vers le chenal Montagu pour gagner la partie externe de la baie (fig. 10.38). Cela est probablement vrai, en général, bien qu'il y ait de nombreux cas, d'après les quelques observations aériennes et marines disponibles, où le contraire se produit. La planche 2, par exemple, montre clairement que l'axe principal du jet saumâtre se dirige sur l'île Anvil, puis tourne brusquement vers l'ouest pour suivre le rivage jusqu'aux chenaux Ramilles et Thornbrough « à l'abri » de l'île. Néanmoins, une masse considérable d'eau vaseuse s'avance dans le chenal Montagu, ce qui étaye au moins en partie la thèse d'un écoulement de surface le long de la rive orientale. Il est possible qu'au moment où la photographie a été prise, les vents du sud poussaient le principal du courant à l'ouest de l'île Anvil, tandis que pendant les périodes où les vents soufflent du nord, ou assez faiblement du sud, la couche saumâtre a davantage tendance à emprunter le chenal Montagu. La logique nous amène donc à penser que le courant descendant devrait donc poursuivre sa course habituelle vers le détroit de Géorgie par le chenal

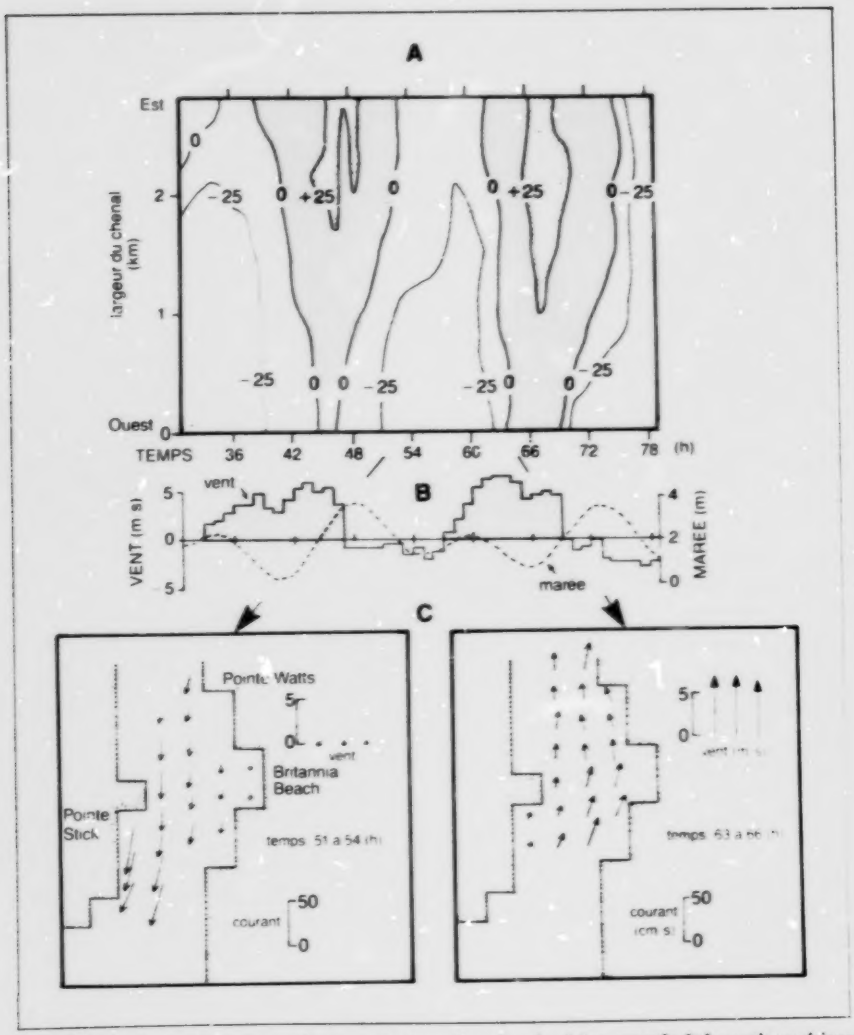


FIG. 10.41 Influence des vents sur les courants de surface dans la région centrale de la partie supérieure de la baie Howe, du 9 au 11 mai 1973. Le graphique (A) représente la variation de la vitesse (cm/s) et de la direction du courant de surface le long de l'inlet, sur une période de 48 h, entre les points A et B de la figure 10.39. Les valeurs positives indiquent des courants remontants, les valeurs négatives des courants descendants. Par exemple, à 72 h, le courant descend du côté ouest à plus de 25 cm/s, mais il remonte du côté est à une vitesse variant de 0 à 25 cm/s. En (B), la vitesse du vent (m/s) et la hauteur de la marée (m) correspondent aux heures en (A). Les valeurs positives (ombrées) indiquent les vents qui soufflent en amont (vers le nord); les valeurs négatives indiquent les vents en aval (vers le sud). À 72 h, les vents sont légers et viennent du nord, la marée est haute. En (C) les vecteurs du courant de surface sont vus en plan. Le courant est mis en moyenne sur une période de 3 h, et la surface étudiée à 0,5 mille marin de côté pour chacun des deux intervalles de temps. Comparer les plans (C) avec A et B. La longueur des fleches du courant est représentée en cm/s par rapport à l'échelle au bas du diagramme; l'échelle de la vitesse du vent, en m/s; et les vecteurs de vents sont représentés pour chacune des périodes de 3 h sur lesquelles la moyenne du courant est établie. (D'après Buckley 1977)

de la Reine-Charlotte. Il semble cependant que la charge hydraulique du bras nord du fleuve Fraser ait tendance à pousser l'eau saumâtre du fleuve vers le nord, dans ce chenal, obligeant ainsi l'eau saumâtre de la rivière Squamish à dévier dans le chenal Collingwood durant la majeure partie du cycle de la marée. Donc, un plaisancier naviguant dans le chenal de la Reine-Charlotte durant une période estivale calme pourra profiter d'un courant remontant jusqu'à l'île Bowyer environ (sauf durant les périodes voisines du reflux maximal), mais se heurtera ensuite à un courant descendant, juste au nord de l'île.

Bien que les informations détaillées sur le bassin externe soient rares, et risquent de l'être encore longtemps, il semble logique que la nature sinueuse des côtes donne une configuration complexe à la circulation des eaux dans cette région. Par exemple, les contre-remous dominent sans aucun doute en aval des petites îles et à

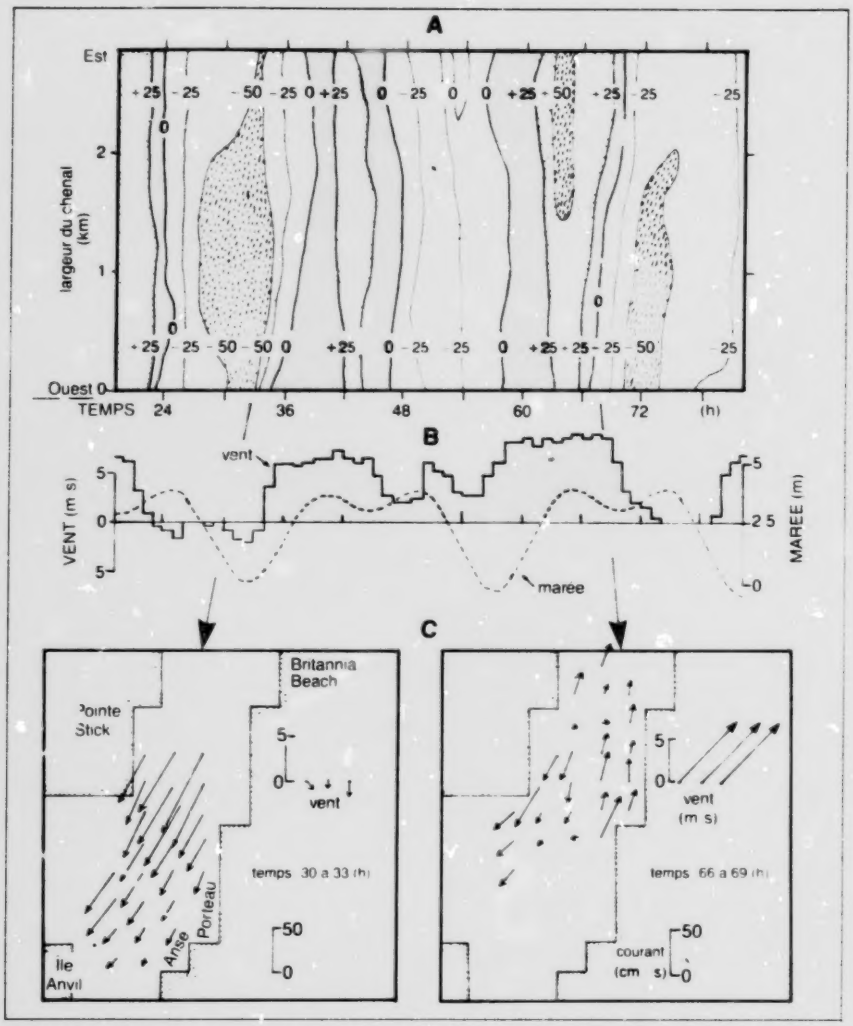


FIG. 10.42 Influence des vents sur les courants de surface à l'extrémité sud de la partie supérieure de la baie Howe, du 27 au 29 juin 1973. Le graphique (A) représente la variation de la vitesse (cm/s) et de la direction du courant de surface le long de l'inlet, sur une période de 48 h, pour une coupe transversale au nord de l'île Anvil. En (B), graphique de la vitesse du vent (m/s) et de la hauteur de la marée (m) lors des observations de courant. Les vents ont constamment soufflé en remontant l'inlet (valeur positive), sauf pendant quelques heures. En (C), vue en plan des vecteurs moyens du courant de surface pendant deux périodes de 3 h, choisies dans la période d'observation de (A). La ligne de rivage rectangulaire est tracée d'après les données des dériveurs, mises en moyenne sur un quadrillage de 0,5 mille marin de côté. (D'après Buckley, 1977)

l'abri des caps qui s'avancent dans les chenaux principaux où se forment des contre-courants précôtiers, mais dans les baies importantes, comme à la pointe sud de l'île Gambier, les courants sont insignifiants. Des courants confus et variables se produisent aussi au point de convergence des différents chenaux, par exemple au nord ou au sud de l'île Anvil où, selon la phase de la marée, l'eau qui circule dans le chenal Ramilles entre en contact avec celle du chenal Montagu.

Vagues

De grands vents peuvent s'élever soudainement dans la baie Howe et, malgré le fetch plutôt court, peuvent rapidement engendrer des vagues clapoteuses, courtes et creuses, particulièrement dangereuses pour les petites embarcations. Les plus grandes hauteurs de vagues, 1,5 m, sont généralement produites sur les plus grands fetchs exposés aux vents du sud qui soufflent vers l'intérieur des terres, en provenance du détroit de Géorgie, bien que des vagues de 2,5 m aient été enregistrées au cours des tempêtes produites par les squamishes. La vagues houleuses du détroit peuvent aussi pénétrer sur une courte distance dans la baie, avant d'être naturellement dispersées. Les plus petites vagues se trouveront toujours dans les endroits abrités entre les nombreuses îles du bassin externe, et les plus grandes vagues dans les chenaux dégagés de l'est qui conduisent au bassin nord. Des vagues particulièrement

grosses peuvent se former dans l'axe du courant de jet, qui descend de la rivière par le bassin interne, lorsque les vents du sud soufflent avec violence.

Les squamishes engendrent souvent des séries de vagues déferlantes turbulentes, près de l'entrée de la baie. Les hauteurs de vagues diminuent rapidement au large des îles externes quand l'air arctique s'étale vers le sud, néanmoins, l'effet est déconcertant pour un plaisancier qui s'approche de la région en provenance d'une autre partie calme du détroit. À d'autres moments, la présence des squamishes n'est pas perceptible avant que l'embarcation se trouve à l'intérieur du chenal de la Reine-Charlotte.

Chapitre 11. Détroit Juan de Fuca

Physiographie

Le détroit Juan de Fuca est une vallée sous-marine longue et étroite, née d'une dépression entre les coulées de laves résistantes et les roches métamorphiques du sud de l'île Vancouver et des monts Olympic (fig. 11.1). Au cours du dernier ou des deux derniers millions d'années, le détroit a été creusé, au moins à quatre reprises différentes, par les glaces continentales qui sont descendues vers la mer durant les périodes de refroidissement mondial.

À l'est d'une ligne imaginaire entre Jordan River et la pointe Pillar, le détroit est caractérisé par une section en pente douce, en forme de U, engendrée par les processus de glaciation récents. Une grande moraine frontale, qui forme le seuil Victoria–pointe Green, marque l'avance extrême d'un ancien glacier continental dans le détroit. À l'ouest de cette régior et jusqu'au Pacifique, au large du cap Flattery, le détroit a un profil transversal en forme de V semblable à celui d'une vallée de rivière mûre. Encore plus au large, le chenal vire brusquement au sud-ouest et devient irrégulier, entaillé d'incisions profondes, tout comme le canyon Juan de Fuca.

La largeur du détroit, de l'entrée jusqu'à environ 100 km (55 milles marins) à l'est, est d'environ 22 à 28 km (12 à 15 milles marins), mais se réduit à 18 km (10 milles marins) entre les rochers Race et la pointe Angeles. Le détroit s'élargit ensuite à nouveau jusqu'à 40 km environ (21 milles marins) sur les 56 km suivants (30 milles marins), c'est-à-dire jusqu'à proximité de l'île Whidbey. La profondeur du détroit diminue graduellement en direction du continent et va de 250 m environ au milieu du chenal, près de l'entrée, à approximativement 180 m, à 70 km à l'est du cap Flattery. La diminution de profondeur s'accentue vers l'est, jusqu'au seuil transversal qui coupe le détroit au sud de Victoria, pour n'atteindre plus à cet endroit que 55 m environ. À l'est de cette dorsale, le détroit est parsemé de plusieurs bancs assez hauts, et les chenaux les plus profonds sont orientés en direction du détroit d'Haro. Les chenaux les moins profonds vont jusqu'au détroit Rosario, à l'inlet Admiralty et à la passe Deception. Dans la majeure partie du détroit Juan de Fuca, les profondeurs sont sensiblement inférieures à celles du détroit de Géorgie.

Les rives du détroit sont relativement uniformes, formant une ligne basse et rocheuse appuyée contre des falaises qui peuvent atteindre 20 m de haut. Des siècles d'érosion marine ont transformé la majeure partie du rivage en des plates-formes intertidales rocheuses, souvent envahies par le varech en été. En dépit de la rareté des sédiments arénacés, en raison de la nature résistante des rochers, de nombreuses petites plages de graviers et de galets, jonchées de billes de bois, se sont formées dans la partie orientale du détroit. Dans la partie occidentale, il existe de nombreuses petites plages concaves, formées de sédiments grossiers et quelques plages étroites de sable. Port San Juan, près de l'entrée du détroit, est la seule échancrure importante en forme de fjord, sur la rive nord, où aboutit la principale source d'eau douce, la rivière San Juan, qui s'écoule directement dans le détroit. Il existe aussi d'étroites ouvertures dans l'inlet Sooke et la baie Sequim, à l'extrémité est du détroit, et une échancrure assez grande du côté de Port Discovery. (Pour d'autres caractéristiques de la côte voir chapitre 2.)

Distribution des températures et de la salinité

Sauf dans quelques baies abritées et quelques régions partiellement fermées, comme le bassin Sooke,

FIG. 11.1 Carte du détroit Juan de Fuca et des eaux voisines : (1) port Susan, (2) passe Deception, (3) baie Bellingham, (4) chenal Middle, (5) baie Cordova, et (6) baie Pedder.

la température de l'eau demeure froide toute l'année dans tout le réseau du détroit Juan de Fuca.

L'ouverture directe du détroit sur l'océan Pacifique est en partie responsable de la froideur constante de ces eaux dont la température ne dépasse jamais les 12°C sous les 10 m de profondeur, au large de l'île Vancouver, et ce même au plus chaud de l'été, alors que le légendaire courant « chaud » du Japon devait faire sentir ses effets jusque sur la côte. Mais l'action la plus importante est celle des grands courants de marée qui atteignent le détroit par les passes orientales et mélangent constamment l'eau de haut en bas, ce qui rend presque impossible toute rétention appréciable de la chaleur solaire dans la couche d'eau de surface.

Durant l'hiver, la température près de la surface de l'eau va généralement en diminuant de valeurs plutôt élevées, 8 à 10°C, près de l'entrée du détroit, à des valeurs plutôt basses d'environ 8°C dans la partie orientale de celui-ci (fig. 11.2A). Il y a évidemment une réduction correspondante de la température de l'eau en profondeur, bien que cette variation ne dépasse guère quelques degrés. Néammoins, c'est en hiver que la température de l'eau du fond est la plus chaude dans la moitié occidentale du détroit. À l'est du seuil, entre Victoria et Port Angeles, la température de l'eau est toujours uniforme de haut en bas à cause du mélange intense de la marée dans les détroits d'Haro et Rosario et dans l'inlet Admiralty.

Aux environs du mois de mars, l'eau plus froide de l'océan, à une température de 6 à 7°C, pénètre dans le détroit Juan de Fuca en profondeur, mais la température de l'eau de surface reste légèrement en dessous des 10°C (fig. 11.2B). Et cette température ne change guère avant la crue nivale printanière dans le détroit de Géorgie, alors que d'importants volumes d'eau douce sont apportés par le fleuve Fraser. La plus grande partie de cette eau, qui peut atteindre une température de plus de 20°C dans la couche superficielle du détroit, s'écoule vers le sud dans le bassin oriental du détroit Juan de Fuca. Bien qu'elle soit mélangée par la marée à des eaux plus froides, durant son trajet, elle réchauffe l'eau du détroit Juan de Fuca et élève la moyenne de température dans toute la profondeur de ce dernier. Grâce à l'ensoleillement local, certaines flaques d'eau superficielle peuvent atteindre 12 à 14°C au milieu du mois d'août, dans le détroit, mais, en profondeur, la température reste froide (fig. 11.2C). Quand arrive septembre, la température de l'eau de surface dans le détroit de Géorgie diminue rapidement et, sous l'action combinée de l'apport d'eau plus froide de l'océan, de l'activité éolienne accrue et de l'ensoleillement substantiellement réduit, la température de surface le long du détroit de Juan de Fuca descend jusqu'aux valeurs hivernales de 8 à 10°C. Au contraire, la température des eaux profondes du détroit commence à augmenter grâce au lent cheminement des eaux plus chaudes du Pacifique vers le continent. Vers Noël, les températures sont de nouveau presque uniformes partout dans le chenal.

La salinité de l'eau, de l'extrémité nord du détroit d'Haro jusqu'à l'extrémité ouest du détroit Juan de Fuca, augmente généralement de haut en bas et d'est en ouest (fig. 11.3A). En termes simples, la répartition de la salinité peut être assimilée à la pénétration d'un « coin salé » dans le chenal, à partir de l'océan Pacifique, et dont la progression est arrêtée aux barrières partielles créées par les séries de seuils à l'est. Quand les conditions sont favorables, ce « coin salé » tourne vers le nord dans le détroit de Géorgie, où il est dissous par le brassage de la marée, près de la passe Boundary.

En hiver, la salinité des eaux de surface varie généralement entre 30 et 31 ‰ et celle des eaux profondes près de l'entrée du détroit, relativement plus élevée, atteint 33,5 ‰ (fig. 11.3A,B). À cette époque, la pluie et l'écoulement fluvial peuvent créer, en surface, des nappes d'eau peu épaisses, de faible salinité, qui sont rapidement dispersées par les vents et les marées. Au moment de la crue printanière du fleuve Fraser, la salinité dans la couche supérieure peut descendre à environ 26 à 28 ‰ dans le détroit d'Haro et à 28 à 30 ‰ dans la partie orientale du détroit Juan de Fuca, lorsque les eaux saumâtres s'écoulent du détroit de Géorgie vers l'océan (fig. 11.3C). En même temps, la salinité peut

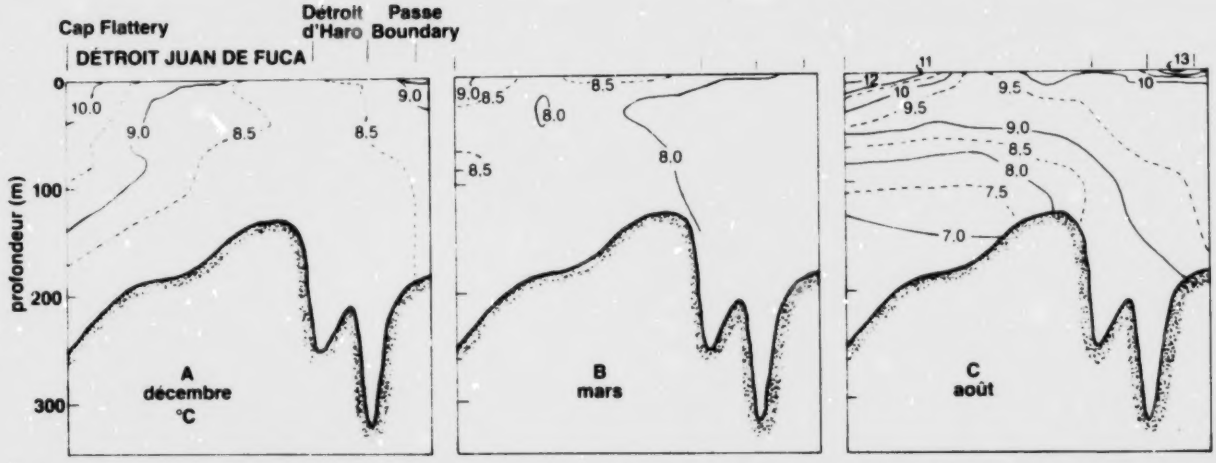


FIG. 11.2 Répartition de la température (°C) au milieu du chenal, du cap Flattery jusqu'au détroit d'Haro; (A) décembre 1967, (B) mars 1968 et (C) août 1968. (D'après Crean et Ages 1971)

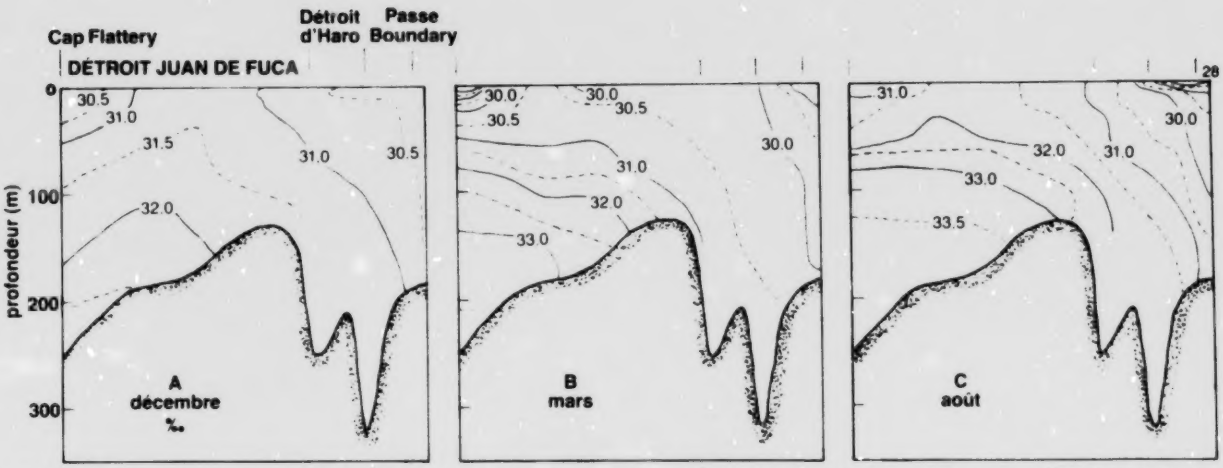


FIG. 11.3 Répartition de la salinité (‰), au milieu du chenal, du cap Flattery au détroit d'Haro; (A) décembre 1967, (B) mars 1968, (C) août 1968. (D'après de Crean et Ages 1971)

augmenter légèrement près des côtes, lorsque la remontée d'eau (chapitre 5) associée aux vents du nord-ouest amène de l'eau froide et salée sur la plate-forme continentale. Donc, la salinité des eaux de surface près de l'entrée du détroit Juan de Fuca est généralement plus forte en été et plus faible en hiver; à un moindre degré il en est de même pour les eaux profondes (Comparer les figures 11.3A et 11.3C).

Il est bien évident que la température et la salinité de l'eau dans le détroit Juan de Fuca sont fortement influencées par les conditions océaniques, l'écoulement fluvial et la marée. Toutefois, les variations saisonnières de ces caractéristiques sont assez faibles et la plupart passeraient inaperçues aux yeux d'un observateur inexpérimenté.

Configurations des vents

Les vents océaniques dominants, au large de la côte externe de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, viennent du sud-ouest en hiver et du nord-ouest en été. Dans le détroit Juan de Fuca, où la circulation de l'air est fortement influencée par les terres montagneuses environnantes, les vents correspondants sont d'est en hiver et d'ouest en été (fig. 11.4). Dans la plupart des cas, il y a une accélération générale du vent d'est en ouest le long du chenal, et des vents plutôt faibles et variables prévalent au-dessus du secteur oriental. Des vents de plus de 15 m/s (30 kn) soufflent durant 10 à 15 jours par mois en hiver, alors qu'ils ne soufflent qu'une ou deux journées par mois en été.

Les vents d'est au-dessus du détroit Juan de Fuca, en hiver, (du mois d'octobre au mois de mars) sont, pour la plupart, associés aux vents cycloniques océaniques de la dépression des Aléoutiennes (voir fig. 2.14). À cause de l'effet de canalisation de la topographie, ces vents d'est subissent une accélération en direction de l'océan le long du détroit. Par exemple, sur l'île Tatoosh, au large du cap Flattery, 38 % de ces vents soufflent à plus de 8,5 m/s (17 kn), tandis qu'à Port Angeles, à l'extrémité est du détroit, 5 % seulement de ces vents dépassent cette vitesse (fig. 11.5). La vitesse moyenne des vents en hiver, au-dessus de la partie occidentale du chenal, est de 10 m/s (20 kn). Les observations faites à bord de bateaux, au large de la côte, indiquent que les vents soufflant vers la mer le long du détroit virent généralement au sud-est à quelques kilomètres au large du cap Flattery, sous l'influence combinée des vents océaniques du sud-ouest et des vents locaux de l'est canalisés dans le chenal.

Les systèmes frontaux accompagnant les perturbations cycloniques, formées dans l'océan Pacifique central entre la dépression des Aléoutiennes et l'anticyclone du Pacifique et qui se déplacent vers l'est, amènent souvent des changements rapides dans la direction du vent aux abords du détroit. Lorsque la dépression atteint le nord du chenal, la circulation dominante de l'air côtier orientée sud-sud-ouest tourne à l'ouest-nord-ouest au passage du front froid. En outre, lorsque certaines conditions sont réunies, les vents dominants en hiver peuvent être plutôt d'ouest que d'est le long du détroit. Cela s'est produit durant l'hiver 1976, alors que des vents du sud-ouest soufflaient le long de la côte de l'État de Washington. Ces anomalies sont probablement liées en partie à un déplacement extraordinaire vers l'est de la dépression hivernale des Aléoutiennes dans le golfe d'Alaska, ce qui intensifie la composante occidentale de la circulation d'air vers le continent, et favorise les vents d'ouest le long du détroit.

En hiver, à cause de la divergence de l'écoulement de l'air dans la partie orientale du détroit, les vents à l'est de Port Angeles soufflent surtout de l'ouest et du sud-ouest, conformément à la configuration générale antihoraire du vent qui s'installe sur la moitié sud du détroit de Géorgie (voir fig. 10.5). Pendant ces mois-là, à Victoria, les vents viennent surtout du nord et du nord-est, bien que des vents d'est et du sud-est soufflent avec régularité (environ 20 à 30 % du temps). En outre, à cause des trajectoires suivies par les divers fronts, des vents de l'ouest et du sud-ouest balaient aussi la région. Ces vents sont fréquents en octobre et en mars (environ 30 à 40 %) et peu fréquents en décembre et en janvier

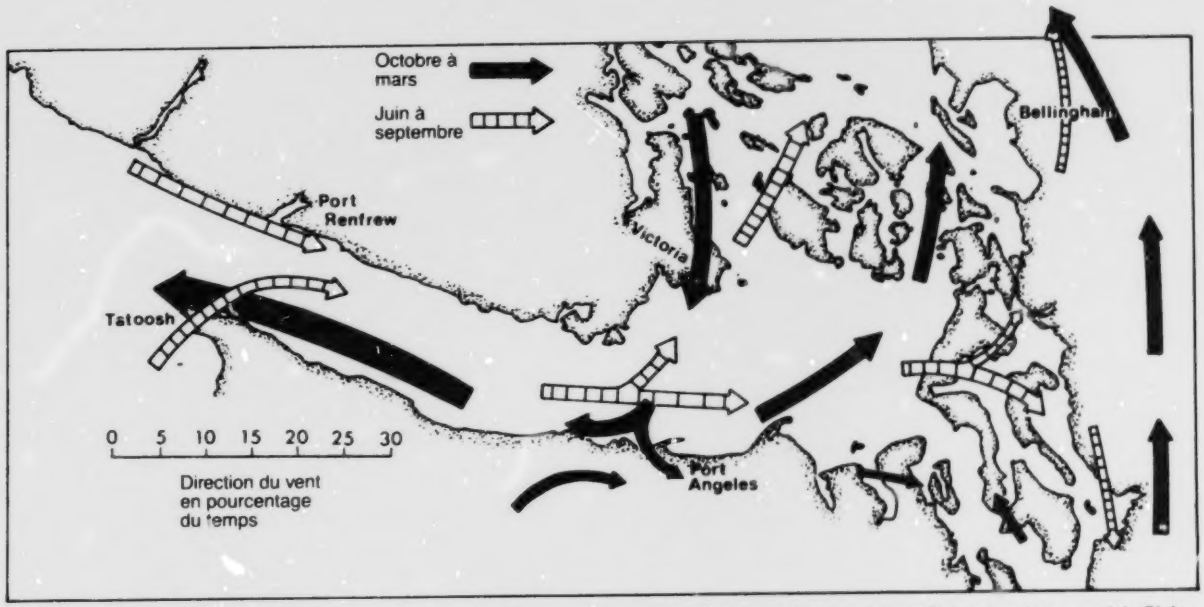


FIG. 11.4 Configurations des vents de surface les plus fréquents au-dessus du détroit Juan de Fuca en hiver (flèches foncées) et en été (flèches hachurées). Les flèches larges correspondent aux vitesses supérieures à 9 m/s (17,5 kn), les flèches moyennes aux vitesses variant de 4,5 à 9,0 m/s (8,7-17,5 kn), les flèches minces aux vitesses inférieures à 4,5 m/s. La longueur de la flèche mesurée à l'échelle indique la fréquence du vent, en pourcentage du temps, pour une direction donnée. (Comparer à la figure 10.5) (Tiré de Barker 1974)

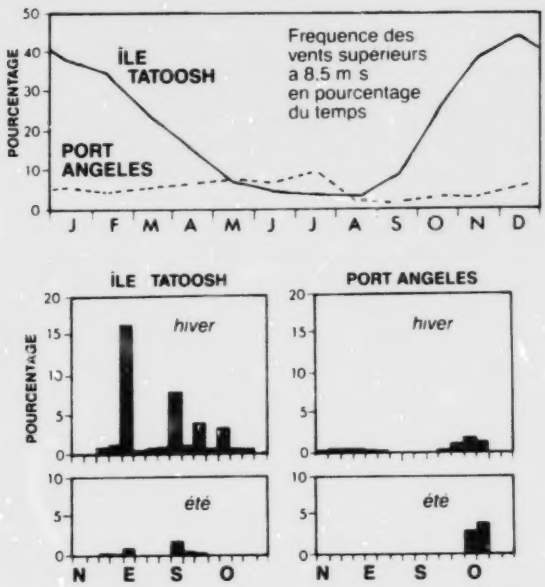


FIG. 11.5 Répartition saisonnière des vents supérieurs à 8,5 m/s (16,5 kn) à l'île Tatoosh (ligne continue), au large de la côte ouest et à Port Angeles (ligne discontinue). Les observations, faites entre 1948 et 1958 pour les périodes de décembre à février et juin à août, sont exprimées en pourcentage. (D'après Holbrook et Halpern 1978)

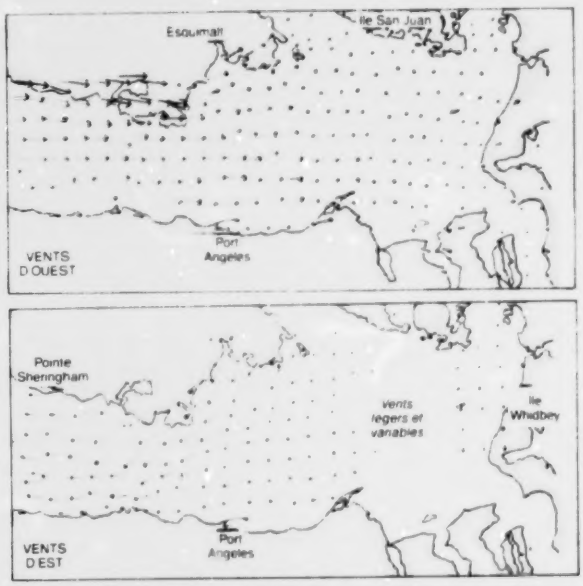


FIG. 11.6 Vents au-dessus du détroit Juan de Fuca lorsque les vents du large soufflent de l'ouest (figure du haut) et de l'est (figure du bas). La vitesse est déterminée par la longueur relative des flèches. (D'après Overland 1978)

(environ 18 %). En moyenne, ces vents sont un peu plus forts que ceux provenant des autres quadrants.

Les configurations du vent dans la partie orientale du détroit sont davantage compliquées par l'inertie de l'écoulement d'air local. Avant le passage d'une tempête accompagnée de vents du sud-ouest le long de la côte, l'air est canalisé dans le détroit de Puget et autour des monts Olympic (fig. 11.6). À l'abri des montagnes, les vents se déplacent rapidement et laissent une zone d'air calme aux alentours de Port Angeles. Au fur et à mesure que la tempête se déplace vers le nord-est, les vents du détroit virent à l'ouest et la zone d'air calme se déplace

vers le sud jusqu'au détroit de Puget.

Les configurations du vent, au printemps, ne diffèrent guère de celles de l'hiver, exception faite d'une diminution de la fréquence des tempêtes et des sautes de vents associées au passage des fronts.

En été (de juin à septembre), lorsque l'écoulement d'air est dominé par l'anticyclone du Pacifique Nord au large de la Californie, les vents le long de la côte viennent surtout du nord-ouest. Ils se transforment en vents d'ouest soufflant dans le détroit, sous l'effet de canalisation des montagnes voisines, et sont renforcés par la forte composante de la brise de mer qui vient de l'ouest. Au sud des rochers Race, les vents se ramifient, une partie de l'air continue à l'est dans le détroit de Puget et le reste tourne vers le nord-est, en direction de la partie méridionale du détroit de Géorgie (fig. 11.4). Par conséquent, les vents d'été à Victoria viennent surtout du sud-ouest à une vitesse d'environ 7,5 m/s (15 kn). En fait, de juin à août les vents soufflent du quadrant sud-ouest pour 80 à 85 % du temps à Victoria et 75 % du temps à Port Angeles. Les vents d'été atteignent généralement leur vitesse maximale vers la fin de l'après-midi, pour tomber presque à une vitesse nulle au petit matin. Le tableau 11.1 indique la fréquence des vents d'une direction donnée aux rochers Race, dans la partie orientale du détroit Juan de Fuca. (Contrairement à ce qui se passe dans plusieurs stations météorologiques côtières, les vents mesurés à cet endroit sont très représentatifs des conditions qui prévalent au-dessus de l'eau, tout comme les vents mesurés à l'île Tatoosh, à l'entrée du détroit, tandis que les vents enregistrés à cap-pointe Ediz à Port Angeles le sont moins.)

Les invasions d'air polaire, en hiver, et la brise de mer, en été, sont deux caractéristiques importantes des configurations du vent, dans le détroit Juan de Fuca, qui ne sont pas associées au grand régime de vent océanique. Connus localement sous le nom de « gap winds », les vents polaires se déclenchent fréquemment par temps clair et à une température proche du point de congélation, ce qui annonce la formation d'une zone de haute pression au-dessus de l'État de Washington. En passant d'une zone de haute pression à une zone de basse pression vers l'océan, l'air arctique dense accélère sa course et le vent faible à Port Angeles se transforme en fort vent d'est à l'entrée du détroit. À ce moment, l'air arctique descend aussi au sud et provoque des vents du nord au-dessus de la région du détroit de Puget et de Seattle.

Durant l'été, une brise de mer de l'ouest, modérément forte, se forme le long du détroit lorsque le réchauffement diurne du continent attire l'air océanique, plus froid, dans le nord-ouest de l'État de Washington et le sud-ouest de la Colombie-Britannique. Ces vents renforcent souvent les brises océaniques d'ouest pour provoquer une accélération des vents en amont, bien que la différence d'ouest en est soit généralement beaucoup moins prononcée que l'accélération du vent en aval durant l'hiver.

Dans le détroit Juan de Fuca, comme dans la plupart des régions accidentées, il est difficile de prévoir les vents. Les plaisanciers qui ne se fient plus aux « avertissements pour les petites embarcations », émis par les bureaux canadiens et américains de météorologie, devraient savoir que ceux-ci sont fondés sur des hypo-

TABLEAU 11.1 Pourcentage d'occurrence du vent d'une direction donnée, et vitesse moyenne du vent, quelle qu'en soit la direction, pour chaque mois, au phare des rochers Race (de juillet 1969 à janvier 1974).

		MOIS											
		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
N.		24	18	14	8	3	2	2	3	9	15	22	26
N.-E.		27	29	17	11	6	3	3	2	13	21	28	29
E.		6	12	10	5	4	2	2	2	7	10	12	10
S.-E.		4	7	7	5	7	4	5	3	8	9	8	7
S.		2	3	3	3	2	3	2	3	6	5	3	3
S.-O.		6	5	7	7	9	10	10	11	9	9	5	6
O.		29	24	40	59	69	75	76	76	46	28	20	17
N.-O.		2	2	2	2	0	1	0	0	1	2	2	2
Accalmie		0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0
Vitesse moyenne	(kn)	14,2	10,9	10,6	12,6	13,1	13,4	14,2	13,3	9,3	8,3	10,1	12,2
	(m/s)	7,3	5,6	5,4	6,5	6,7	6,9	7,3	6,8	4,8	4,3	5,2	6,3

thèses concernant la relation entre les répartitions de la pression d'air au-dessus de la région et les vents de surface correspondants. Mais, même si les hypothèses de la pression du vent étaient fiables à 100 %, le météorologiste doit, en premier lieu, prévoir les pressions avant de pouvoir prédire les vents. Deuxièmement, la formation rapide des systèmes de pression le long de la côte est assez imprévisible. Il arrive fréquemment, par exemple, que les fronts de tempête approchant la côte ralentissent, se dissipent au large et se dirigent ensuite soudainement vers le continent de façon imprévisible. Il est probable qu'à l'avenir les ordinateurs ultra-rapides et une meilleure compréhension de la dynamique atmosphérique permettront de résoudre plusieurs de ces problèmes.

Vagues

Aucune mesure directe de vagues n'a été effectuée dans le détroit de Juan de Fuca, si bien que seules les relations empiriques des vagues et du vent sont utilisées pour estimer la répartition de hauteur des vagues. Par vents d'est, les vagues maximales sont visiblement limitées par le fetch maximal du détroit, environ 160 km (85 milles marins) et, à un degré moindre, par la durée et la force du vent. Le même principe s'applique aussi aux vagues provoquées par les vents d'ouest dans le détroit. Dans ce dernier cas, les vents du large, associés à ces vagues, soufflent parallèlement à la côte externe plutôt qu'à l'axe du chenal, de sorte que les lames que ces vents provoquent avancent rarement très loin vers l'intérieur des terres avant de rencontrer la côte. En outre, les grands vents côtiers sont généralement liés à des systèmes frontaux qui se déplacent rapidement, mais qui n'ont qu'une étendue et une durée limitées. Les invasions d'air polaire prolongées, qui soufflent vers la mer le long du détroit pendant un ou plusieurs jours, et les fronts stationnaires associés à des cellules de basse pression intense produisent probablement les plus grosses vagues.

Le tableau 6.2 montre que des vagues pleinement développées dans le détroit Juan de Fuca peuvent atteindre la hauteur significative de 1,5 m, ou une hauteur maximale probable de 2,7 m, avec des vents de 10 m/s (20 kn) soufflant au moins pendant 10 h sur un fetch de 140 km (75 milles marins). Dans de telles conditions, environ 10 % des vagues seulement devraient dépasser les 3 m. Toutefois, le fetch étant généralement inférieur à 100 km, les vagues complètement développées ne devraient pas dépasser les 2 m. Par conséquent, si le détroit Juan de Fuca n'était pas directement ouvert à l'océan Pacifique, les vagues observées devraient être semblables à celles du détroit de Géorgie. Évidemment, en réalité, les ondes qui se propage vers le continent en provenance de la pleine mer modifient sensiblement la nature du champ des vagues observé dans le détroit, en augmentant la hauteur totale et le creusement des vagues. Comme la houle continuelle n'a pas besoin de force éolienne, les vagues les plus longues peuvent avancer sur toute la longueur du détroit, quels que soient les vents, et diminuer lentement de hauteur au fur et à mesure de leur pénétration dans le chenal. Selon les relevés faits au large de Tofino, sur la côte ouest de l'île Vancouver, les hauteurs maximales probables des vagues, près de l'entrée du détroit, devraient dépasser 6 m dans au moins 10 % des cas en hiver, et 3 m dans environ 10 % des cas en été. La période de cette houle varie de 6 à 20 s mais se situe le plus souvent entre 9 et 10 s. À cause de la dispersion, de la réfraction et de la dissipation, la hauteur de la houle diminue continuellement vers le continent, le long du détroit. Même la houle exceptionnellement importante, venant du large, est réduite à une faible houle de fond au moment où elle atteint la partie orientale du chenal.

Des clapotis se produisent au large des caps proéminents et au-dessus des bancs, et sont particulièrement forts au large du cap Flattery, des rochers Race, de New Dungeness et à la pointe Wilson, à l'entrée de l'inlet Admiralty. De dangereux clapotis se présentent aux abords du détroit d'Haro, du détroit Rosario et entre les îles Trial et Discovery. L'écoulement de la rivière San Juan peut produire des clapotis près de Port San Juan durant la plus grande partie de l'année.

Marées

La marée océanique, qui se déplace vers le nord le long de la côte ouest de l'Amérique du Nord, entre dans le détroit Juan de Fuca sous la forme d'une vague longue, progressive, dont la vitesse et l'amplitude varient vers l'est, selon les variations de profondeur et de géométrie du chenal. Pour des raisons pratiques, comme la prévision des marées, les hydrographes ont décomposé cette vague en différentes composantes (voir chapitre 3) dont les caractéristiques individuelles peuvent être déterminées par les marégraphes installés sur la côte. Dans cette section, nous utiliserons les deux composantes principales, soit la composante de la vague semi-diurne (la marée M_2) et celle de la vague diurne (la marée K_1) pour décrire la nature de la marée « réelle » ou combinée dans le détroit.

Il faut environ $3^1/_2$ h à la marée M_2 pour se propager de l'entrée du détroit Juan de Fuca jusqu'aux environs des îles San Juan, mais seulement $1^1/_2$ h à la marée K_1 pour couvrir la même distance. En conséquence, toute phase particulière de la marée océanique montante est décalée de $1^1/_2$ h à $3^1/_2$ h à l'extrémité est du chenal. Il faut compter un délai supplémentaire d'environ 1 h pour que les marées montent au nord, à travers les passes étroites des îles San Juan et Gulf, pour atteindre l'extrémité sud du détroit de Géorgie.

Comme tout le long de la côte, la combinaison de la marée semi-diurne et de la marée diurne produit des marées de type mixte dans le détroit. Celles-ci ont deux pleines mers et deux basses mers par jour, avec une inégalité diurne marquée entre les hauteurs et les heures des pleines et des basses mers successives, et une inégalité continuellement plus grande entre les basses mers dans toutes les régions. Contrairement à ce qui se passe dans les autres régions, l'alternance entre les composantes des marées M_2 et K_1 provoque un changement du caractère de la marée qui avance vers le continent, le long du che-

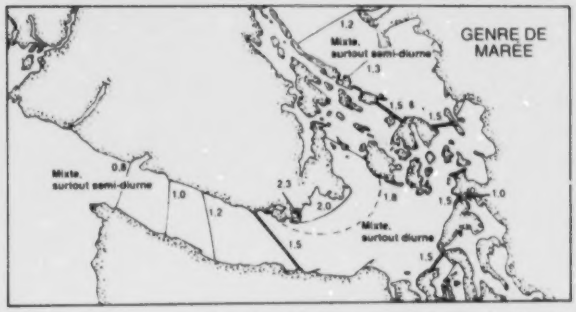


FIG. 11.7 La carte indique les différents types de marée dans le détroit Juan de Fuca. Les lignes marquent le rapport entre les marées diurnes et les marées semi-diurnes $(K_1 + O_1)/(M_2 + S_2)$. (Voir chapitre 3 pour de plus amples détails.) (D'après Parker 1977)

nal (fig. 11.7). Donc, de l'entrée jusqu'aux abords des rochers Race, les marées sont mixtes, surtout semi-diurnes parce que la marée M_2 est prépondérante. Des rochers Race jusqu'au détroit de Géorgie, elles deviennent mixtes surtout diurnes, au fur et à mesure que la marée diurne (K_1) devient prépondérante. Ce changement de la nature de la marée est directement lié à l'importance croissante de la déclinaison lunaire, génératrice de la marée K_1. En fait, l'influence de la lunaison est si forte, près de Victoria, que la marée devient diurne avec seulement une pleine et une basse mer prononcée par jour pendant environ 20 jours par mois (voir fig. 3.5). Cette influence décroît vers le nord, dans le détroit de Géorgie, et vers le sud dans le détroit de Puget, où les marées ne sont jamais diurnes. L'interaction entre les deux composantes principales entraîne aussi un changement dans la séquence des pleines et des basses mers le long du chenal; à l'ouest de Victoria la séquence est : pleine mer supérieure, basse mer inférieure; pleine mer inférieure, basse mer supérieure; mais à l'est et au nord de Victoria elle devient : pleine mer supérieure, basse mer supérieure, pleine mer inférieure, basse mer inférieure.

En raison de sa nature particulière, il ne convient donc pas d'utiliser la marée de Victoria comme point de référence pour évaluer les marées ou les courants de marée en d'autres endroits; celle du port Fulford est beaucoup plus fiable. La comparaison des marées dans le port de Victoria et de celles de Oak Bay, à quelques kilomètres au nord seulement, illustre bien la complexité des marées. Bien que les pleines mers supérieures aient environ la même amplitude aux deux endroits (2,5 m à Victoria et 2,6 m à Oak Bay), la marée se produit 58 min plus tard à Oak Bay qu'à Victoria, et la basse mer inférieure, qui atteint 0,7 m aux deux endroits, est décalée de 22 min à Oak Bay.

La figure 11.8A montre la diminution de l'importance relative de la marée semi-diurne le long du détroit Juan de Fuca en fonction de la distance. Comme l'augmentation de l'amplitude de la marée diurne (fig. 11.8B) n'est pas suffisante pour contrebalancer cet effet, l'amplitude totale de la marée diminue aussi vers l'est, en direction de Victoria. Les amplitudes moyennes de la marée indiquées dans la figure 11.9 diminuent de 2,4 m, au large de cap Flattery, jusqu'à un minimum de 1,8 m, près de Victoria, puis augmentent à nouveau jusqu'à environ 2,4 m à l'extrémité nord du détroit d'Haro. La complexité des marées près de Victoria est encore soulignée par le fait que la composante semi-diurne de la marée atteint son amplitude minimale à la baie Pedder, tandis que la composante diurne de la marée atteint son amplitude maximale au même endroit. La baie Pedder est située, semble-t-il, à l'endroit où le reste de l'onde de marée réfléchie qui se propage vers l'océan (voir chapitres 3, 10) atteint sa force maximale d'oblitération de l'onde de marée suivante qui se propage vers l'intérieur, en provenance de l'océan.

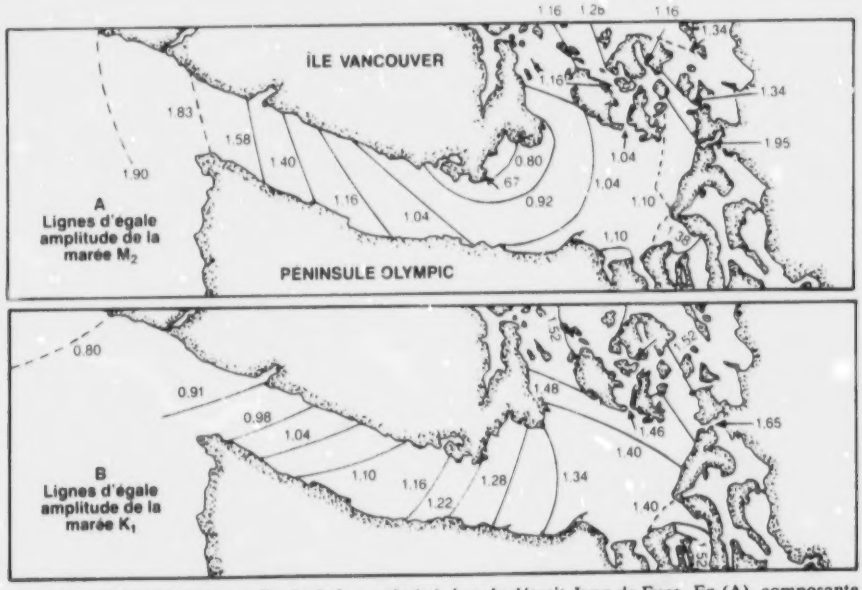


FIG. 11.8 Lignes d'égale amplitude de la marée (m) dans le détroit Juan de Fuca. En (A), composante semi-diurne principale et en (B), composante diurne principale. (D'après Parker 1977)

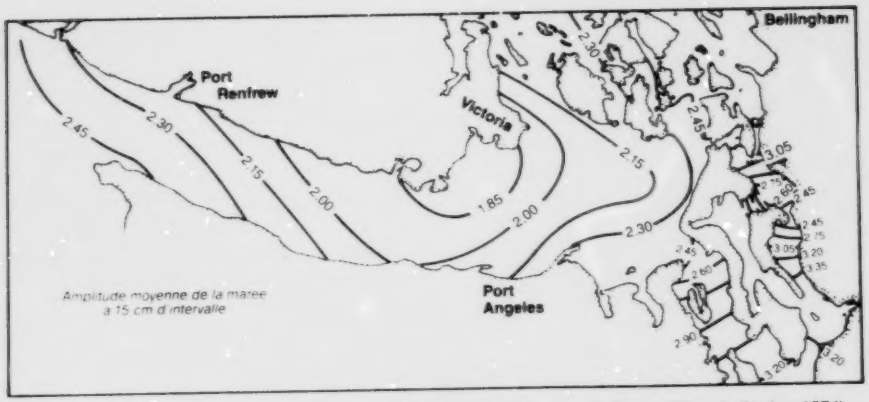


FIG. 11.9 Amplitude moyenne de la marée (m) dans le détroit Juan de Fuca. (D'après Parker 1974)

L'influence considérable de la force de Coriolis sur l'amplitude des marées vers la droite est clairement indiquée pour les marées K_1 et M_2 et la marée totale, qui augmentent sensiblement dans tout le détroit, depuis le côté canadien vers le côté américain. Dans le cas de la marée M_2 par exemple, l'amplitude à la baie Pedder est d'environ 0,7 m; alors que du côté opposé du détroit, à Port Angeles, elle atteint 1,0 m. En outre, la marée a tendance à se produire quelques minutes plus tôt du côté américain parce qu'elle est déportée du côté droit du chenal dans son avance vers le détroit de Géorgie.

Finalement, l'amplitude de la marée dans le détroit Juan de Fuca subit une variation bimensuelle à cause des changements de la déclinaison lunaire, des modifications dans l'alignement du soleil et de la lune et de la variation de la distance de la lune à la terre. Ces fluctuations, de même que d'autres changements périodiques dans l'amplitude de la marée, ont été traités au chapitre 3.

Courants de marée

Les principaux facteurs qui modifient les courants dans le détroit Juan de Fuca sont les marées, les écoulements d'eau douce, les vents et les différences de pression atmosphérique le long du chenal. La force de Coriolis, la courbure du chenal et la bathymétrie modifient les courants une fois qu'ils sont établis. Quoique l'importance relative de ces facteurs varie sur la longueur et la largeur du détroit, l'uniformité de la géométrie du chenal, la régularité de ligne de plage et l'absence de tout écoulement fluvial direct tendent à donner au mouvement des eaux une structure relativement simple qui contraste avec les régimes de courants complexes du détroit de Géorgie. Mais le détroit Juan de Fuca a cependant sa propre idiosyncrasie. L'océanographie du secteur ouest du détroit, par exemple, est fortement influencée par le vent et les courants qui longent la côte extérieure; dans le secteur est, les configurations « normales » des eaux sont régulièrement perturbées par les forts courants de marées en provenance des chenaux de navigation qui débouchent dans le bassin principal. C'est pourquoi la description suivante n'est tout au plus qu'une généralisation de la structure du mouvement des eaux dans le détroit, en commençant par les courants de marée engendrés par la marée océanique.

La marée, dans le détroit Juan de Fuca, a le caractère d'une onde progressive considérablement modifiée par la composante d'une onde stationnaire. Dans le cas d'une marée strictement progressive, les courants de marée en un endroit donné sont plus forts à l'approche de la pleine mer locale et les courants de reflux plus intenses aux environs de la basse mer locale. Plus la part de la composante de la vague stationnaire est grande, plus le moment du flux maximal est décalé par rapport à l'heure de la pleine (ou de la basse) mer extrême. En raison de la variation d'importance de l'onde stationnaire dans le chenal, la relation entre la hauteur de la marée et les courants de marée varie donc en fonction de la distance dans le détroit Juan de Fuca. Près de l'entrée du détroit, la composante appréciable de l'onde stationnaire entraîne le décalage du courant (en l'occurrence le flux maximal) de 60 à 90 min par rapport à la pleine mer locale. Dans le secteur entre les rochers Race et la pointe Angeles, il n'y a cependant qu'un léger décalage entre la marée et les courants de marée, parce que l'onde de marée dans la partie orientale du détroit a les caractéristiques d'une onde progressive presque pure. À l'est de cette région, les rôles s'inversent et la marée est décalée par rapport aux courants, alors que la propagation de la marée s'écarte de plus en plus de la forme de propagation d'une onde progressive. Ce décalage s'accentue régulièrement jusque dans le détroit de Géorgie, où les courants de flux maximal précèdent toujours la pleine mer d'environ 3 h, et où les courants de reflux maximal précèdent la basse mer de 3 h. La séquence naturelle des courants dans le détroit Juan de Fuca suit toujours la même configuration générale : flux maximal fort, reflux maximal faible; flux maximal faible et reflux maximal fort (fig. 11.10).

Les courants de flux montent vers le nord le long de la côte de l'État de Washington et entrent dans le détroit Juan de Fuca au nord du cap Flattery (fig. 11.11). Ils se dirigent ensuite tout d'abord vers la côte de l'île Vancouver pour être bientôt déviés vers le sud par la confi-

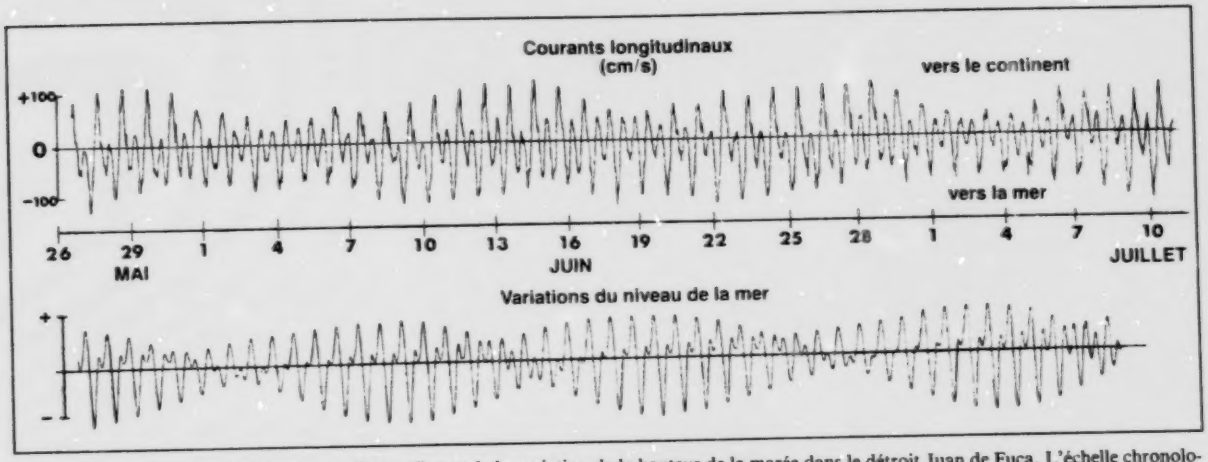


FIG. 11.10 Comparaison de la séquence flux-reflux et de la variation de la hauteur de la marée dans le détroit Juan de Fuca. L'échelle chronologique va de gauche à droite; les courants sont exprimés en cm/s (100 cm/s égalent 2 kn environ). (D'après Fissel et Huggett 1976)

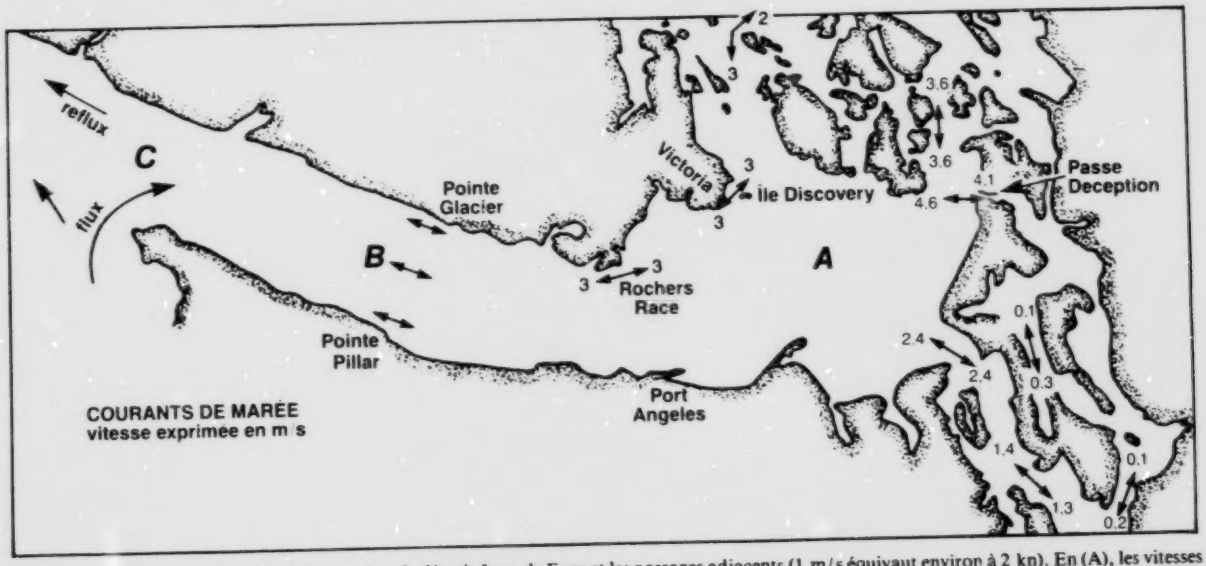


FIG. 11.11 Courants de marée maximaux dans le détroit Juan de Fuca et les passages adjacents (1 m/s équivaut environ à 2 kn). En (A), les vitesses maximales du reflux sont de 1,8 m/s, celles du flux de 1,5 m/s, en (B) les courants maximaux circulent à 1,3 m/s et en (C) à 0,75 m/s.

guration du bassin. Lors du flux maximal, l'eau se déplace partout parallèlement à l'axe du détroit à des vitesses variant de 75 à 130 cm/s (1,5 à 2,5 kn) pendant les marées de vive eau; des vitesses de 180 cm/s (3,5 kn) peuvent être atteintes lors d'importantes marées dans la partie orientale du détroit, aux abords des chenaux principaux. Les courants de flux sont généralement un peu plus forts du côté américain du chenal occidental, grâce à l'accélération complémentaire de la force de Coriolis. Toutefois, cette différence est minime et les plaisanciers ne doivent pas s'attendre à en tirer quelque avantage. L'influence de la force de Coriolis ne devient apparente que lorsque la moyenne des courants est calculée sur plusieurs jours ou plusieurs semaines.

Les courants de flux, près des rochers Race et de l'île Discovery, au large de Victoria, peuvent à l'occasion être accélérés jusqu'à 250 cm/s (5 kn) lorsqu'ils sont étranglés dans les chenaux étroits. Cela peut se produire aussi à l'entrée de l'inlet Admiralty et de la passe Deception. Comme dans toutes les passes de ce genre, de dangereux clapotis peuvent se former si les courants s'opposent à la propagation des vagues de vent ou des remous produits par les bateaux. Aux rochers Race, des clapotis se forment durant le flux si les vents viennent des quadrants nord-est ou sud-est, ce qui se produit fréquemment alors que les vents soufflent de ces directions pendant 65 à 80 % du temps. Des clapotis se produisent également aux alentours des îles Discovery et Trial lorsque les vents soufflent du nord-est durant le flux. En pratique, des clapotis apparaîtront partout dans le détroit où les courants de marée sont accélérées, comme sur les bancs, les hauts-fonds et au large des caps saillants. Ces clapotis peuvent être dangereux pour les petites embarcations à cause de la grosseur des vagues.

Dans la partie orientale, plus large, du détroit, la plus grande partie du flux se dirige vers le nord-ouest en suivant les chenaux profonds qui mènent au détroit de Géorgie. C'est par le détroit d'Haro que la plus grande partie du volume d'eau passe dans le détroit de Géorgie, bien que le détroit Rosario et le chenal Middle livrent également passage à une certaine quantité du flux qui remonte vers le nord. Le reste du flux passe par l'inlet Admiralty pour rejoindre le détroit de Puget. Des calculs approximatifs indiquent que 50 % du volume d'eau en provenance du détroit Juan de Fuca passent par le détroit d'Haro, 20 % par le détroit Rosario, 5 % par le chenal Middle et 25 % par l'inlet Admiralty. La figure 11.11 représente les courants de marée maximaux typiques pour les différences passes à l'intérieur et à la périphérie du détroit Juan de Fuca.

Les courants de reflux maximaux circulent généralement en direction opposée à celle des courants de flux maximaux. En outre, le changement du flux au reflux (et vice-versa) à quelque endroit du détroit se fait pratiquement en ligne droite. Les ellipses de marée sont uniformément aplanies et les courants deviennent presque rectilignes. Dans la partie plus étroite du détroit, les courants de reflux sont légèrement plus forts et plus persistants du côté canadien que du côté américain. Près de la côte, les courants de marée du côté nord circulent en direction ouest jusqu'au cap Beale, avant de se confondre avec les courants de reflux qui descendent vers le sud-ouest au large de la côte de la Colombie-Britannique. Du côté de l'État de Washington, les courants se confondent rapidement avec le flux orienté vers le sud, au large du cap Flattery.

Comme la plupart des chenaux le long de la côte, la force et la durée des courants de marée dans le détroit sont largement tributaires des processus estuariens. C'est ainsi que les courants de reflux sont remarquablement plus forts et d'une plus longue durée que les courants de flux dans les 100 m d'eau supérieurs (fig. 11.12), tandis que sous ce niveau c'est le phénomène inverse qui se produit. Cette distorsion en faveur du reflux, dans la couche d'eau supérieure, est due au déplacement des eaux fluviales qui se déversent dans le détroit de Géorgie et le détroit de Puget et se dirigent ensuite lentement vers le Pacifique par le détroit Juan de Fuca. L'écoulement fluvial, en se mélangeant aux eaux océaniques dans les passes, forme une couche relativement légère dont le déplacement en direction générale de l'océan retarde les courants superficiels de flux et renforce les courants de reflux. En dessous de cette couche supérieure, les courants de flux sont plus forts que les courants de reflux parce que l'eau océanique avance en profondeur, vers les terres, pour remplacer l'eau salée entraînée vers le Pacifique dans la couche d'eau supérieure.

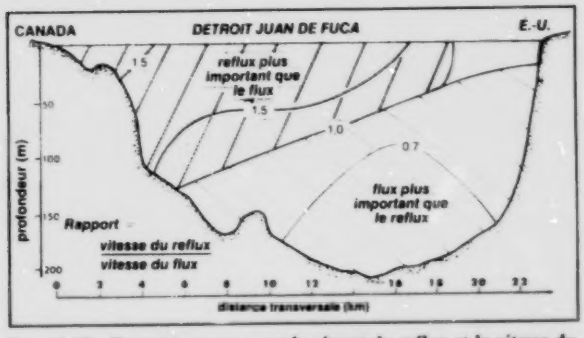


FIG. 11.12 Rapport moyen entre la vitesse du reflux et la vitesse du flux dans la section du détroit entre la pointe Pillar (É.-U.) et Port Renfrew (Canada).

La carte générale du modèle informatique cité dans le chapitre précédent donne un aperçu global des courants de marée moyens dans le chenal principal du détroit Juan de Fuca. La figure 10.14A et B représente ces courants pour deux phases d'une marée semi-diurne. La carte détaillée du modèle donne des informations plus précises sur les courants de marée près des îles Gulf et San Juan. Les diagrammes complets des vecteurs de courants sur la carte détaillée se trouvent aux figures 10.15A à 10.15C, pour trois phases de la marée.

Il est important de noter que ces cartes ne tiennent pas compte de la circulation d'eau ralentie dans l'estuaire, dont nous venons de parler. Il est également nécessaire, pour la modélisation, d'assumer qu'à l'entrée du détroit les courants de marée circulent parallèlement au milieu du chenal, ce qui en réalité n'est pas tout à fait exact. Un peu plus en amont, cependant, le mouvement des eaux modélisé devrait ressembler aux courants réels de marée.

Un certain nombre de traits caractéristiques des courants sont révélés par la simulation informatique :

1) Durant le plus important des deux flux quotidiens dans le détroit Juan de Fuca, un contre-remous antihoraire bien défini se développe à l'est de la région de hauts-fonds des rochers Race. Les courants de flux maximaux doivent cependant atteindre des vitesses d'environ 100 cm/s ou plus, au milieu du détroit, pour que cela se produise. Bien que les détails de ce flux, près des rochers Race, soient très limités par les 2 km de résolution du modèle, il semble qu'un intense contre-courant se développe en direction de l'ouest, à proximité du passage Race, vers la fin du flux. En outre, ce contre-remous continue à s'étendre, en gardant toute sa force, jusqu'au reflux suivant. À l'étale de pleine mer dans la majeure partie du détroit, il se transforme en une forte intrusion transversale, qui s'étend à quelques kilomètres des rochers Race et qui disparaît avec le reflux.

Les plaisanciers habitués de la région de Victoria confirmeront sans peine l'existence d'un important contre-remous vers l'aval lors du flux. Par ailleurs, l'existence d'un fort contre-courant dans le passage Race demeure incertaine, mais cela pourrait expliquer les courants apparemment anormaux que les régatiers de Swiftsure rencontrent souvent dans cette région.

2) Contrairement à la situation décrite ci-dessus, aucun contre-remous ne se développe à l'est des rochers Race au cours du plus faible des deux flux quotidiens dont la vitesse maximale n'atteint qu'environ 50 cm/s au milieu du chenal.

3) Un important contre-remous antihoraire se développe en aval de l'île Discovery durant les plus grands

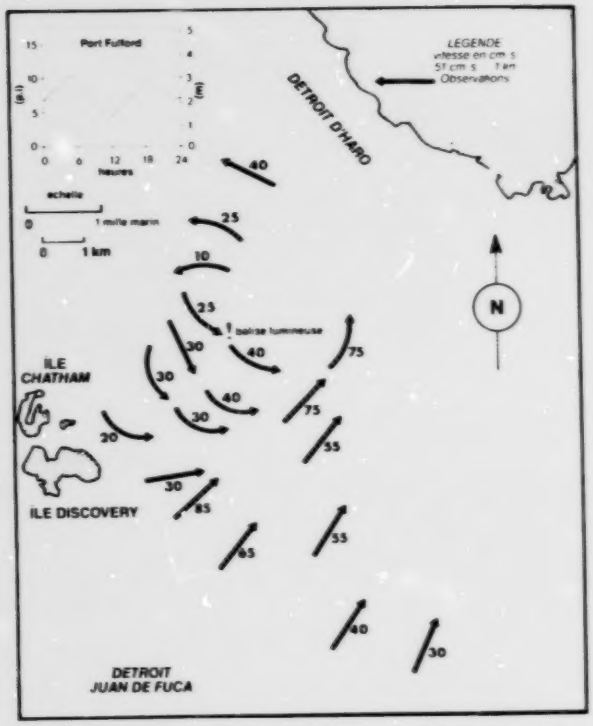


FIG. 11.13 Courants superficiels de flux observés à l'entrée méridionale du détroit d'Haro. Les vitesses ont été déterminées par le repérage aérien des dériveurs de surface. (Avec l'autorisation de S. Huggett et P. Crean)

flux (fig. 11.13); un remous horaire moins important se forme derrière la flèche Dungeness durant le flux.

4) Le reflux commence environ 1 h plus tôt du côté américain du détroit Juan de Fuca, et des courants relativement forts apparaissent à la sortie de l'inlet Admiralty au moment de l'étale de pleine mer dans le reste du détroit. À ce moment, un faible courant part du détroit d'Haro pour aller jusqu'à Port Angeles, où il rejoint le reflux qui s'intensifie le long de la côte de l'État de Washington.

5) Les courants de flux dans le détroit d'Haro sont forts mais confus, surtout dans le secteur sud. Le flux atteint sa vitesse maximale le long de la côte occidentale de l'île San Juan et perd rapidement de sa vitesse vers le milieu du chenal; du côté de Cordova Bay, les courants sont plutôt faibles et irréguliers. Les observations faites dans le détroit d'Haro confirment la présence de courants de flux beaucoup plus forts du côté de l'île San Juan.

6) Les courants de flux, dans le détroit Rosario, se divisent autour de l'île Cypress en conservant une vitesse presque égale de chaque côté, mais tendent à se réunir au sud de l'île Sinclair. Les courants de marée dans les baies Bellingham, Samish et Padilla sont toujours faibles en dépit de la grande amplitude de la marée.

7) Dès que le courant de flux a dépassé la pointe East, dans le détroit d'Haro, il se divise en envoyant de forts courants dans le chenal President et la passe Boundary. Ces courants se réunissent à l'extrémité de la passe Boundary dans le détroit de Géorgie pour former un courant-jet qui vire au nord dans le détroit. À ce moment, un grand contre-remous antihoraire se forme au nord des îles Saturna et Tumbo. Tout comme les contre-remous du détroit Juan de Fuca, ce remous s'étend pendant tout le flux et persiste jusqu'à ce que le reflux commence. Les vitesses maximales s'observent au large des côtes septentrionales de ces îles, en direction de l'est.

8) Durant le reflux, les courants de marée dans le détroit Juan de Fuca se dirigent uniformément vers la mer et, selon les résultats du modèle, il ne se forme aucun contre-remous important. Il semble cependant qu'un contre-remous en sens horaire, plutôt faible, se développe à l'abri de l'île Discovery.

9) Lorsque le reflux est modéré, un faible contre-courant précôtier se forme apparemment du côté ouest de l'île San Juan et persiste jusqu'au reflux maximal. Ce courant s'inverse, à mi-chemin du reflux, pour rejoindre le courant normal qui va vers l'océan par le détroit d'Haro.

Courants observés

Le modèle informatisé des courants variables dans le détroit Juan de Fuca ne tient compte que des courants de marée produits par les forces marégénératrices de la lune et du soleil. Par conséquent, les courants réels peuvent différer des résultats du modèle à cause de la contribution peu importante mais non négligeable des courants estuariens, des courants de densité et des courants de vent. Les modèles futurs tiendront éventuellement compte aussi de ces influences, mais actuellement seules les mesures directes permettent d'apprécier la force et la variabilité réelles du mouvement total des eaux.

Les mesures directes des courants effectués dans le détroit Juan de Fuca au cours des dix dernières années, par des scientifiques canadiens et américains, révèlent que les courants sont essentiellement parallèles à l'orientation du chenal dans toutes les phases de la marée. Quelques légères déviations sont probablement dues aux mouvements intrusifs résiduaires des grands courants de marée dans les passes principales ou de l'effet déflecteur des caps, par exemple ici au large de la côte entre les pointes Slip et Pillar du côté de l'État de Washington et à l'est de la pointe Otter du côté de la Colombie-Britannique (fig. 11.14). Dans la large section orientale du détroit, les courants sont généralement orientés d'est en ouest, mais virent plus au nord-sud aux abords des chenaux principaux menant au détroit. En outre, à cause du confinement du détroit Juan de Fuca, les courants ont tendance à être rectilignes (voir chapitre 3), de sorte que la direction du flux et du reflux est diamétralement opposée sans effet de rotation notable. Néanmoins, au milieu du chenal et au large de l'entrée du détroit, les vecteurs de courants ont tendance à tourner dans le sens

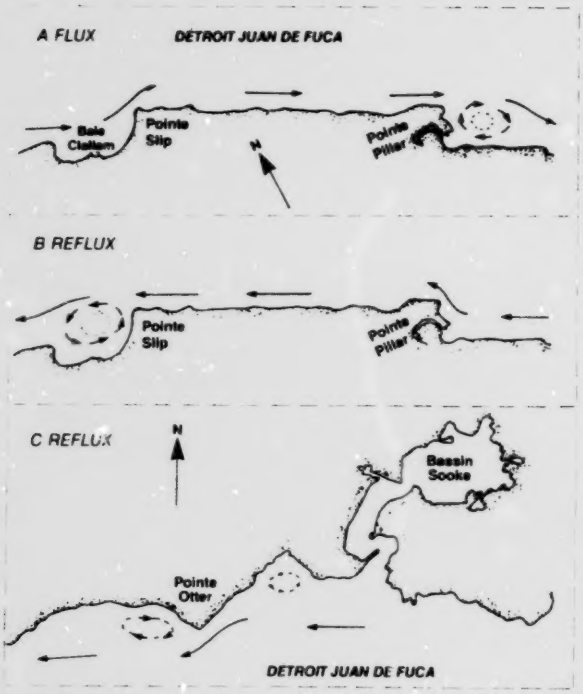


FIG. 11.14 Formation des contre-remous dans le détroit Juan de Fuca. (A) flux, (B) reflux, le long de la rive sud dans le détroit central, (C) reflux le long de la rive nord dans le détroit oriental.

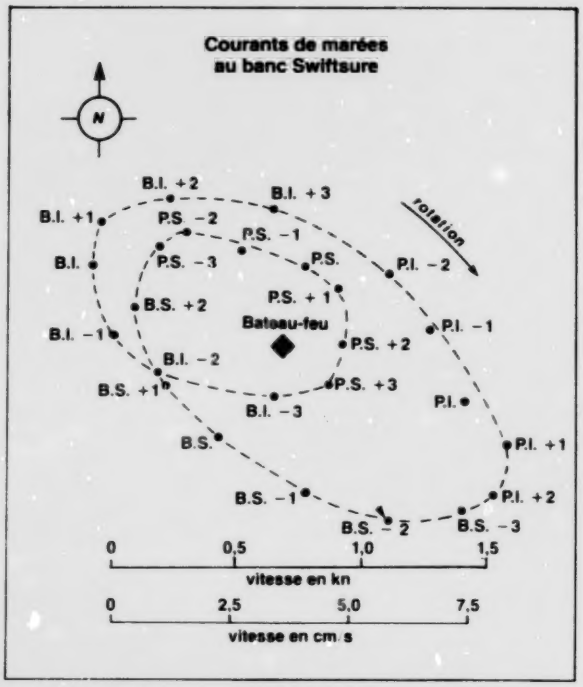


FIG. 11.15 Diagramme servant à déterminer la direction et la vitesse des courants de marées rotatifs au-dessus du banc Swiftsure, aux environs des marées tropicales (déclinaison maximale de la lune). Pour déterminer les courants de marées à un moment particulier, il suffit de vérifier la phase de la marée à Tofino (C.-B.), et de tracer une flèche du bateau-feu à la position chronologique désirée sur la courbe tiretée (par exemple HH - 1 signifie : pleine mer supérieure moins 1 h; LH + 2, pleine mer inférieure plus 2 h, etc.) L'orientation de la flèche indique la direction du courant, la vitesse est déterminée par la mesure de la flèche à l'échelle du diagramme. L'exemple indique un mouvement vers le sud-est à 42,6 cm/s, 2 h après la basse mer supérieure. (D'après Marmer 1926)

horaire durant un cycle de marée pour former une ellipse quelque peu aplanie (fig. 11.15). Le mouvement rotatif est légèrement plus développé dans la partie orientale, plus large, du détroit.

La circulation estuarienne (mouvement net de la couche supérieure d'eau de 100 m d'épaisseur, de densité relativement faible, en direction de l'océan, compensé par l'apport d'eau plus dense en profondeur) devient apparente lorsque les courants de marée sont éliminés des relevés des courantomètres. Près de la surface, le courant résiduel circule à une vitesse type de 10–20 cm/s (0,2–0,4 kn) vers l'océan, atteint une vitesse de 40 cm/s (0,8 kn) au début de l'été, avec des valeurs maximales concentrées vers le milieu du chenal dans la partie occidentale du détroit. Le courant résiduel en profondeur avance vers l'est à une allure de 10 cm/s et est plus fort sur les côtés du chenal (fig. 11.12). L'obliquité de la ligne transversale qui sépare le mouvement net de l'eau vers l'océan, dans la couche supérieure, du mouvement net de l'eau vers l'intérieur des terres, dans la couche inférieure, est due à l'effet combiné de la force de Coriolis et de la courbure du chenal. Dans le cas présent, le mouvement de l'eau vers l'océan se fait plutôt du côté canadien, et la pénétration de l'eau en profondeur du côté américain du détroit.

Si les courants résiduels étaient réguliers dans le détroit Juan de Fuca, ou à tout le moins variables dans des limites prévisibles, il serait tout à fait possible de prévoir les courants avec exactitude à partir de modèles de simulation informatiques. Malheureusement, il y a de grandes variations dans le temps et dans l'espace qui restent inexpliqués parce que les processus estuariens sont mal compris. Ainsi, même si dans l'ensemble le courant résiduel dans la couche d'eau supérieure du détroit se déplace en direction de l'océan, il arrive qu'il s'immobilise plusieurs jours de suite et, dans certains cas, qu'il change même complètement de direction. Les inversions du courant résiduel près de la surface sont moins probables en été, alors que le mécanisme d'entraînement (l'apport d'eau douce dans les eaux intérieures) atteint sa force maximale. Les vents dominants du nord-ouest ont aussi tendance à ce moment à favoriser un courant fort et persistant vers l'océan. Dans le détroit de Géorgie, ces vents facilitent le déplacement des eaux saumâtres du Fraser vers le détroit Juan de Fuca, tandis qu'au large de la côte ils éloignent les eaux de surface océaniques de l'entrée du détroit, abaissent le niveau de la mer et augmentent la charge hydraulique d'est en ouest le long du chenal.

En automne et en hiver, ces processus sont considérablement modifiés et les courants résiduels dans les eaux superficielles se dirigent souvent vers l'intérieur des terres, alors qu'en profondeur le courant résiduel se tourne vers la mer. À ce moment, le débit du fleuve est

au minimum et les vents du sud dominent sur la côte. Ces vents ne s'opposent pas seulement à l'entrée de l'eau saumâtre dans la partie orientale du détroit Juan de Fuca mais ont aussi tendance à faire monter le niveau de la mer à l'extrémité occidentale de ce détroit, bloquant ainsi la charge hydraulique normale associée à l'écoulement d'eau douce d'est en ouest. Des observations récentes indiquent que les courants superficiels peuvent remonter le chenal pendant 3 à 10 jours en hiver, parfois jusqu'aux rochers Race, à 90 km à l'intérieur des terres, et atteindre des vitesses qui dépassent 50 cm/s (1 kn) pendant toute une journée (fig. 11.16A). Dans ce cas, les courants de reflux devraient être faibles et les courants de flux anormalement forts. Tout indique actuellement que la remontée de tels courants résiduels dans le détroit est directement liée à la lente propagation vers l'est (25 km/jour) d'une longue barre d'eau dans le détroit. La présence de cette onde dans le détroit est apparemment due aux vents de tempête qui soufflent du sud le long de la côte externe de l'État de Washington. La figure 11.16B apporte une preuve supplémentaire de l'inversion des courants de surface dans le détroit sous l'effet des vents du sud-ouest venant du large. Dans ce cas, l'eau de surface océanique, plus chaude, a été poussée sur plus de 100 km le long de la moitié sud du chenal avant d'être charriée vers la mer après la disparition du système de vent du large. Un fait est certain, personne ne doit s'attendre à ce que les courants dans le détroit Juan de Fuca se comportent toujours selon les prévisions des annuaires des marées.

Pour terminer cette section, voici quelques remarques additionnelles sur les courants dans le détroit Juan de Fuca.

1) Les prévisions des courants pour les rochers Race dans l'*Annuaire canadien des courants et des marées*, vol. 5, sont fondées sur des observations faites à environ 4,5 km au sud des rochers Race et non sur des mesures prises dans le passage Race. En outre, ces prévisions s'efforcent de tenir compte de la contribution des courants résiduels à l'accélération du flux et du reflux, qui peut varier considérablement de jour en jour.

2) Les changements de phase de la marée et les courants de marée maximaux entre Jordan River et la pointe Pillar, du côté américain, se produisent en moyenne 30 min plus tôt qu'au sud des rochers Race. Les déviations de cette moyenne n'excèdent pas 30 min, mais se produisent irrégulièrement d'une marée à l'autre. Donc, par exemple, les courants de marée maximaux à mi-chemin entre la pointe Pillar et Jordan River peuvent survenir de 0 à 60 min plus tôt qu'aux rochers Race.

3) Les prévisions des courants pour le détroit Juan de Fuca dans l'*Annuaire canadien des courants et des marées* sont fondées sur des mesures prises au milieu du chenal, près de l'extrémité occidentale, au début du siècle, et doivent donc être utilisées avec circonspection. Les variations de force et de direction du courant résiduel de surface, conjuguées avec des régimes de courants océaniques variables au large de la côte, peuvent mener à des prévisions fort éloignées de la configuration réelle des courants. La comparaison des prévisions pour les rochers Race et le détroit Juan de Fuca indique que les changements de phase de la marée et les courants de marée maximaux à l'entrée du détroit précèdent les mêmes phénomènes à l'extrémité orientale du chenal de 1 à 1½ h en moyenne. La principale exception se produit à l'arrière du plus faible des deux flux quotidiens qui sont prévus presque simultanément tout le long du détroit.

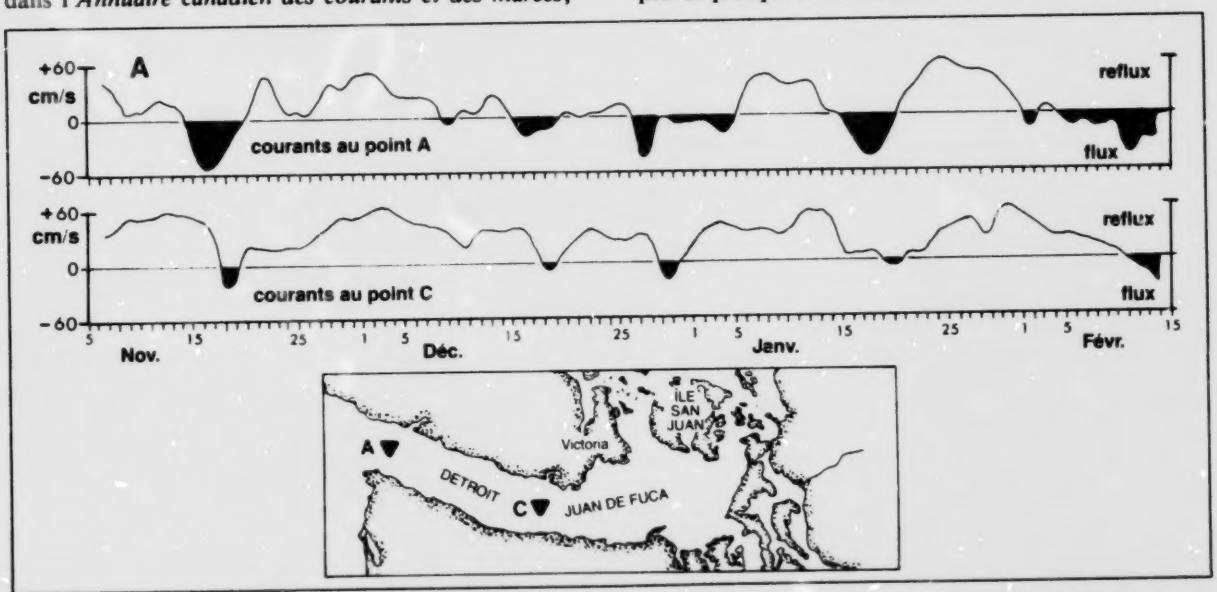


FIG. 11.16 (A) Variation de la vitesse et de la direction des courants de surface longitudinaux non influencés par la marée dans le détroit Juan de Fuca. Les courants (cm/s) ont été mesurés à 4 m de profondeur aux points A et C, de novembre 1976 à février 1977. Les inversions des courants moyens (dans le sens du flux) aux abords de l'océan se répercutent souvent quelques jours plus tard au point C, situé à 60 km à l'intérieur des terres. (D'après Holbrook et Halpern 1978)

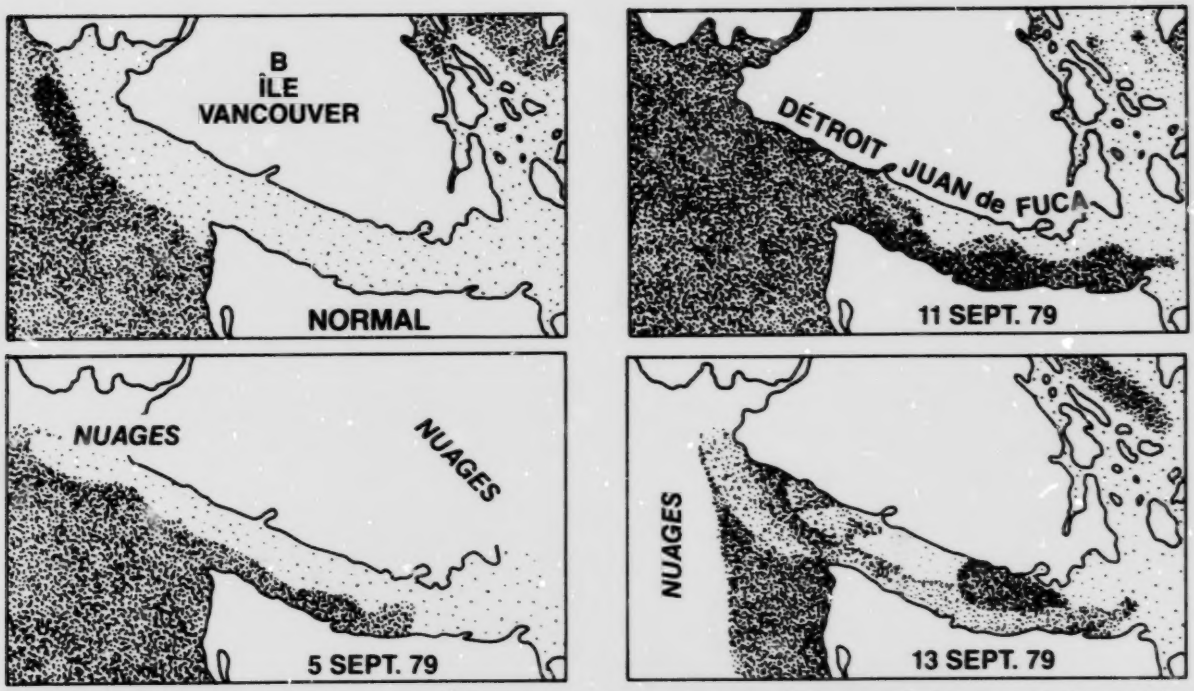


FIG. 11.16 (B) Schémas exécutés d'après des images satellitaires en infrarouge des températures de l'eau superficielle, montrant la séquence de l'intrusion de l'eau chaude (pointillage dense) dans le détroit Juan de Fuca, en provenance de l'océan Pacifique, en septembre 1979. Les vents côtiers du large étaient du sud-ouest et associés à un système dépressionnaire au large de la côte. L'intrusion s'est surtout limitée à la moitié sud du détroit et s'est arrêtée à une distance maximale de 135 km à l'intérieur des terres. Quatre jours après l'arrêt des vents du sud-ouest, la circulation estuarienne vers le large s'est rétablie et l'eau intrusive a commencé à sortir du détroit. (Avec l'autorisation de J. Holbrook)

4) Les courants de marée au-dessus des bancs et des hauts-fonds au large du rivage sont généralement plus forts que dans les eaux voisines plus profondes. Toutefois, à cause de l'effet de friction, les courants de marées littoraux sont plus faibles que ceux du milieu du chenal et virent au flux ou au reflux environ ½ h plus tôt.

5) Les courants littoraux en aval d'un cap forment des contre-remous si le chenal s'élargit à cet endroit, cela se produit à l'est de la pointe Pillar et des rochers Race lors des flux les plus importants. Les courants littoraux sont déviés vers le milieu du chenal lorsque ce dernier se rétrécit brusquement, comme cela se produit au moment du reflux à l'est de la pointe Pillar. Les déviations et les contre-remous sont associés à des pointes symétriques comme la pointe Otter près de Sooke (fig. 11.14).

6) Les courants de marée près du banc Swiftsure, au large de l'entrée du détroit, ont un fort mouvement rotatoire, changent de direction dans le sens horaire environ toutes les 12 h 30 min, mais ne modifient que légèrement leur vitesse en changeant de direction (fig. 11.15). Les flux maximaux se dirigent vers le sud-est à environ 75 cm/s (1,5 kn) alors que les reflux maximaux sont orientés nord-ouest et ont une vitesse presque semblable.

7) Les courants indépendants des marées, au-dessus du banc Swiftsure, sont surtout dus à des systèmes de vent côtiers et sont principalement orientés vers le nord en hiver et vers le sud en été. Ces courants de dérive superficiels atteignent des vitesses maximales d'environ 100 cm/s (2 kn) et des vitesses minimales de 25 cm/s. Ces courants se joignent aux courants de marée pour produire une circulation antihoraire complexe, au large de l'entrée du détroit, avec des courants vers l'ouest virant au nord, des courants vers l'est virant au sud et un courant transversal orienté vers le nord qui se dirige vers l'île Vancouver en provenance des environs du cap Flattery.

L'inlet Sooke

L'inlet Sooke est le plus petit des deux grands plans d'eau qui donnent sur le détroit Juan de Fuca, du côté de l'île Vancouver. C'est la tribu Soke, presque exterminée par une conspiration des autres tribus indiennes locales vers 1848, qui a donné son nom à cet inlet qui se divise en trois sections principales (fig. 11.17) : le bassin Sooke, la partie la plus profonde a environ 3 km de longueur, une profondeur moyenne de 17 m et une profondeur maximale d'environ 30 m près de son exutoire; le port Sooke, consiste principalement en un seuil de 3 km de long entre les flèches Billings et Whiffin et a une profondeur moyenne de 3 m seulement; et l'inlet Sooke proprement dit, un court chenal qui relie le plan d'eau au détroit.

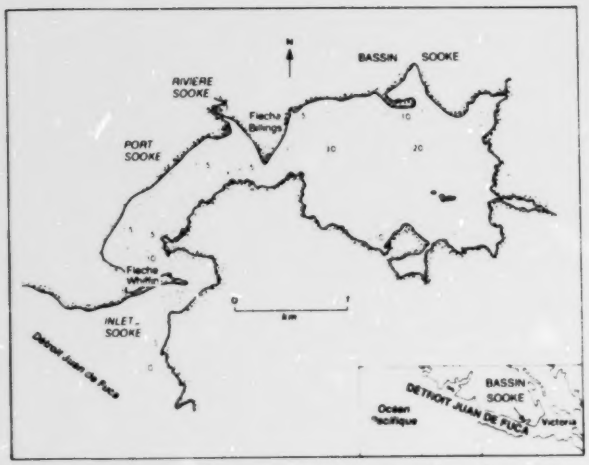


FIG. 11.17 Carte du bassin Sooke et des eaux voisines. Les profondeurs sont indiquées en mètres.

L'amplitude moyenne de la marée dans l'inlet est d'environ 2,0 m mais peut atteindre 3,2 m lors des grandes marées. L'apport d'eau douce dans cette région provient surtout de la rivière Sooke qui, comme les autres rivières de l'île Vancouver, atteint son débit maximal en hiver et n'a qu'un faible écoulement en été. (C'est durant cette période de faible écoulement que les « marmites de géants de Sooke », dans le bassin hydrographique des collines du même nom, offrent les plus agréables possibilités de natation aux habitants de la région.)

Les propriétés de l'eau dans l'inlet Sooke sont surtout déterminées par l'influence de la marée venant du détroit Juan de Fuca et l'apport d'eau douce de la rivière Sooke. La salinité est plus faible en hiver à cause du débit de la rivière. Elle est généralement d'environ 20 ‰ à la surface et augmente graduellement jusqu'à 31 ‰ en profondeur dans le bassin Sooke, à cause de la pénétration de l'eau salée du détroit. En cette saison, la température de l'eau dans tout l'inlet est aussi basse que dans le détroit et varie de 7 à 10°C (fig. 11.18A). À partir du mois de mars les propriétés de l'eau commencent à changer avec la diminution du débit de la rivière. Ce changement est caractérisé par une salinité uniformément forte dans tout l'inlet (30–31 ‰) en été et par une augmentation de la température due à la rétention de la chaleur solaire dans la couche d'eau supérieure. En août (fig. 11.18B), les quelques mètres supérieurs de l'eau dans l'extrémité orientale du bassin Sooke peuvent atteindre 20°C, avec des conditions atmosphériques et des vents favorables. À cause du brassage de la marée, ces eaux confortablement chaudes ne se trouvent que dans le bassin Sooke; dans le port Sooke et l'inlet Sooke proprement dits, il y a une diminution marquée de la température qui rejoint presque celle des eaux toujours froides du détroit Juan de Fuca.

Les quelques observations de courants disponibles pour l'inlet Sooke indiquent que les courants de flux-reflux maximaux se produisent au large des flèches Whiffin et Billings, dans le port Sooke, et sont sensiblement plus faibles dans les autres parties de l'inlet. Les courants maximaux se produisent généralement à la moitié du cycle de la marée basse à Sooke. Les courants de flux dans l'axe de l'inlet, au cours d'une importante marée haute, peuvent atteindre des vitesses de 100 cm/s (2 kn) au large de la flèche Whiffin et 150 cm/s (3 kn) au large de la flèche Billings. Par contre, les courants de reflux, au cours d'une importante marée basse, sont un peu plus faibles à cause de l'effet de friction, et ne dépassent jamais la vitesse d'environ 50 cm/s au large des deux caps. Au cours des marées moyennes, les vitesses respectives des courants de flux et de reflux sont réduites des deux tiers environ. Dans le port Sooke, soustrait à l'influence des deux flèches, et à l'entrée de l'inlet, les courants de marée maximaux sont généralement inférieurs à 15 cm/s, et atteignent tout au plus 50 cm/s (1 kn) durant les grandes marées.

Les courants de marée dans le bassin Sooke sont toujours faibles (inférieurs à 20 cm/s; 0,4 kn) et ont un mouvement giratoire en sens horaire, centré au-dessus de la partie occidentale plus profonde (fig. 11.19) parce

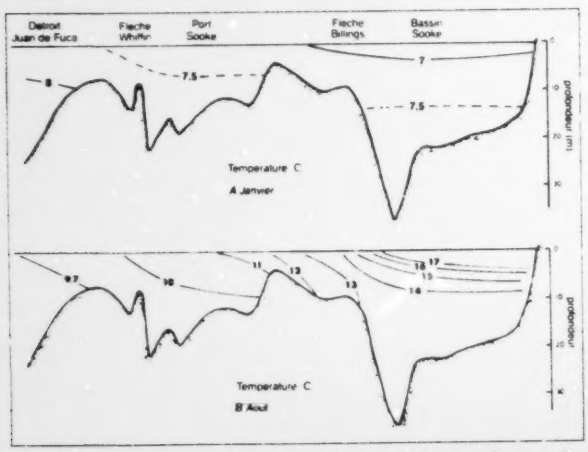


FIG. 11.18 Coupe longitudinale de la répartition des températures du détroit Juan de Fuca jusqu'au fond du bassin Sooke (A), en janvier 1966 et (B), en août 1966. (D'après Elliot 1969)

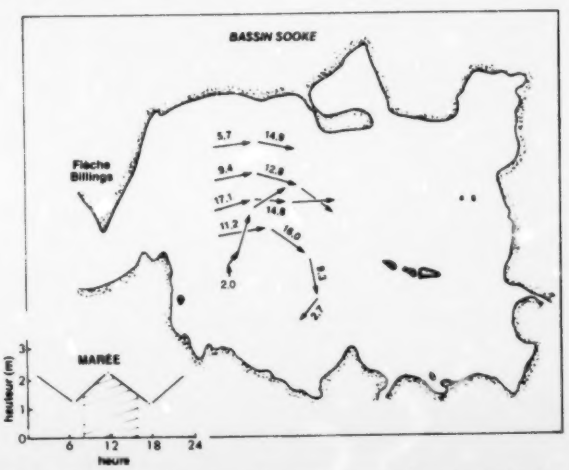


FIG. 11.19 Trajectoires des dériveurs à drogues, à 2 m de profondeur dans le secteur ouest du bassin Sooke, les courants sont estimés en cm/s. La région hachurée, en bas à gauche, indique la hauteur de la marée au moment du repérage des dériveurs. (D'après Elliott 1969)

que le flux avance surtout du côté nord du bassin, tandis que le reflux se fait principalement du côté sud. La nature confinée de cette faible circulation fait du bassin une zone idéale d'ostréiculture qui produit environ 25 % des huîtres commerciales de la Colombie-Britannique.

Chapitre 12. Région du détroit de Johnstone

Le réseau complexe de voies navigables qui prend naissance dans le nord du détroit de Géorgie ouvre l'accès à certains des plus spectaculaires paysages de la côte de la Colombie-Britannique. Les sommets enneigés, les chutes d'eau cascadantes, les chenaux encaissés et les goulets de marée s'unissent pour créer un environnement sauvage (fig. 12.1). Les lieux habités sont clairsemés, mais la faune est abondante, et il n'est pas rare d'apercevoir une bande d'épaulards ou de marsouins nageant allègrement dans les eaux froides. La grande quantité d'épaulards qui se rassemblent fréquemment dans la baie Robson, à l'extrémité occidentale du détroit de Johnstone, forment un spectacle impressionnant qui n'a pas son pareil sur la côte.

Historique

La formation des chenaux étroits le long de la côte nord-est de l'île Vancouver remonte à l'époque glaciaire, lorsque les glaciers creusèrent leur chemin dans le croissant de roches ignées qui coupe l'extrémité septentrionale de la dépression de Géorgie. La figure 12.2 représente le détroit de Johnstone et le passage Discovery qui constituent actuellement la principale route dans le décale d'îles qui caractérise cette partie de la côte. Au nord-ouest du détroit de Johnstone, le chenal s'élargit pour former le détroit de la Reine-Charlotte, relativement peu profond, qui marque le début des basses-terres côtières de la dépression d'Hécate, pour aboutir, à travers un groupe de chenaux infestés de hauts-fonds, au bassin Reine-Charlotte.

Le détroit de la Reine-Charlotte, le détroit de Johnstone et le passage Discovery constituent, avec les chenaux qui les relient, la voie principale du « passage intérieur » qui sépare l'île Vancouver des côtes de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. Le détroit de Johnstone compte pour environ 20 % de cette voie navigable, et se classe parmi les premiers en importance pour l'environnement marin, avec les détroits de Géorgie et Juan de Fuca. L'expérience a montré, par exemple, que les chenaux de la région du détroit de Johnstone

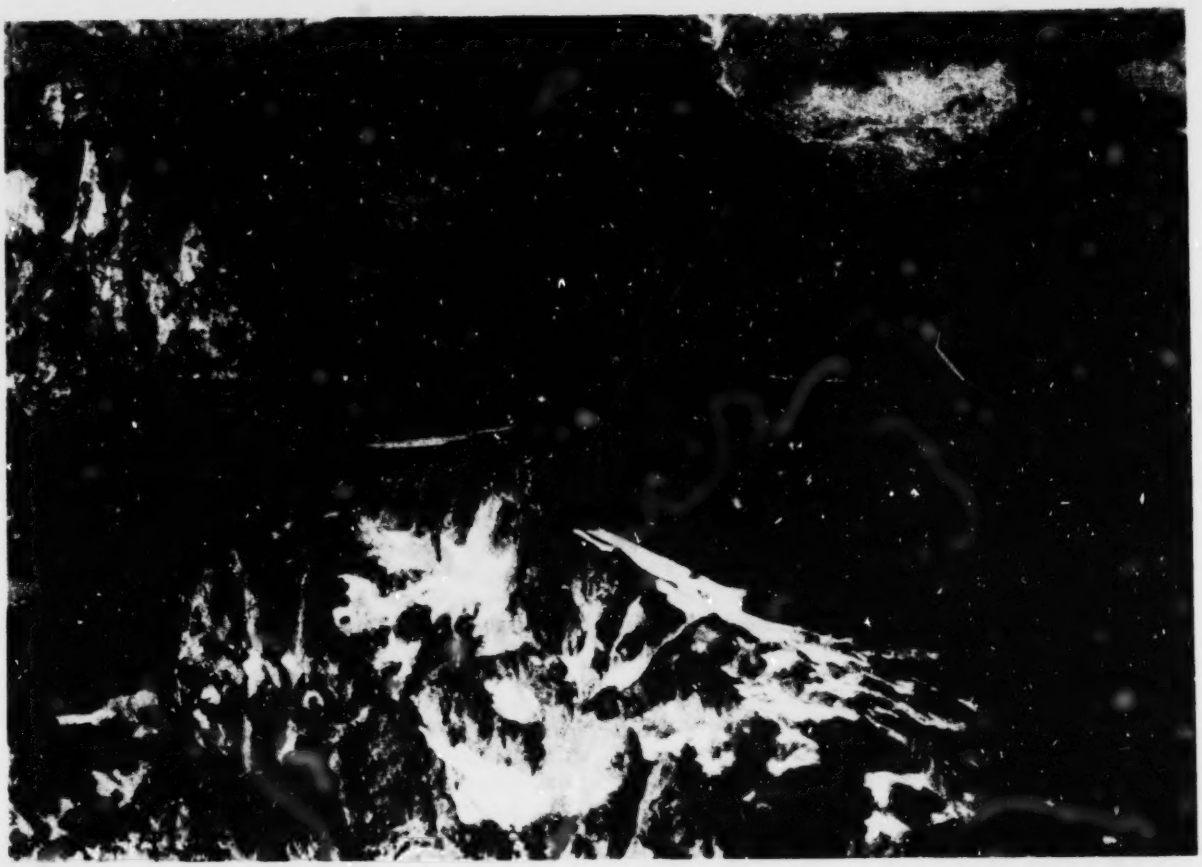


FIG. 12.1 Vue aérienne du détroit de Johnstone près de Kelsey Bay, mai 1977. La photographie montre la rive continentale du chenal. (Photographie de l'auteur)

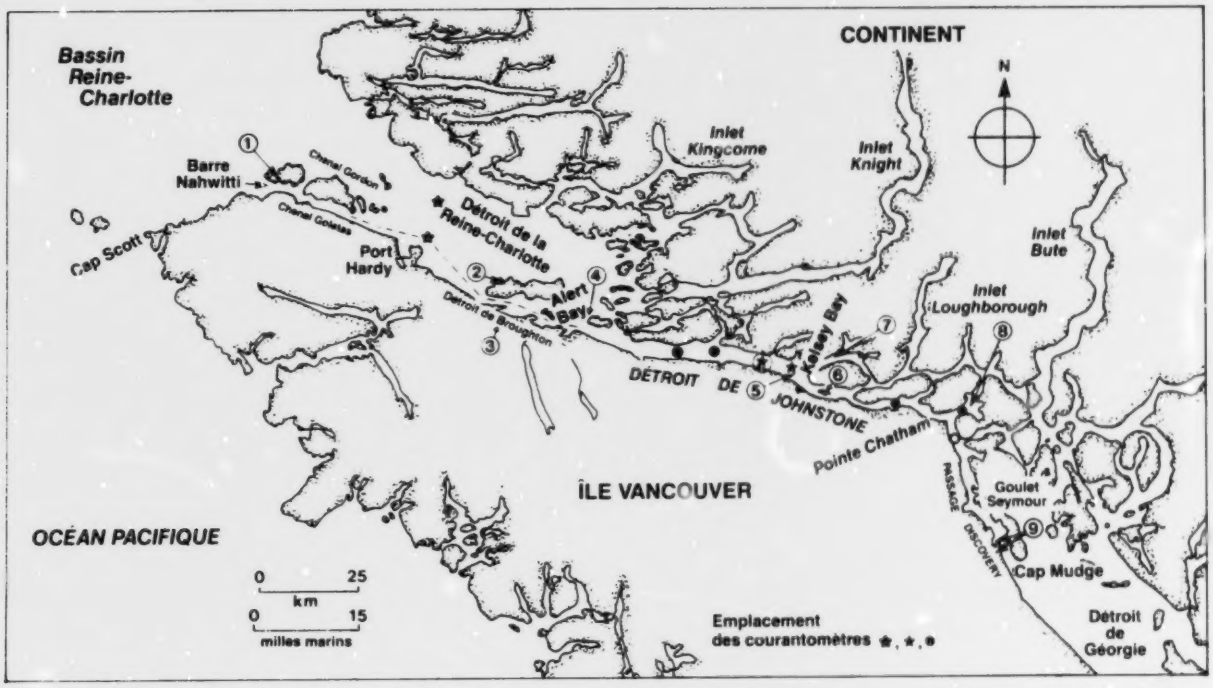


FIG. 12.2 Carte de la région du détroit de Johnstone : 1, Bull Harbour, 2, île Malcolm, 3, port McNeill, 4, passage Weynton, 5, îles Hardwicke et Yorke, 6, île Helmcken, 7, chenal Sunderland, 8, chenal Nodales, 9, région de Duncan Bay et de Campbell River. La ligne discontinue dans le détroit de la Reine-Charlotte indique la trajectoire de la ligne de sondage suivie pour établir le relief sous-marin des figures 12.6 et 12.7.

forment un chaînon important de la voie migratoire du saumon du Pacifique. Le fait que 10 à 20 % des saumons sockeye du fleuve Fraser, qui retournent vers la côte au bout de 4 ans, passent par le détroit de Johnstone plutôt que par le détroit Juan de Fuca prouve bien l'importance de ce détroit. Au cours de certaines années la montée des saumons par les passages septentrionaux correspond à près de la moitié de la montaison. En 1978, par exemple, environ 57 % des saumons sont montés par cette voie plutôt que par le détroit Juan de Fuca, et en 1980 le record fut battu avec 70 % environ de la montaison totale.

Comme les trois chenaux principaux charrient la majeure partie de l'eau qui circule entre l'océan Pacifique et l'extrémité nord du détroit de Géorgie, ils influencent aussi la structure océanographique physique du passage intérieur et des fjords adjacents. La partie centrale du détroit de Johnstone est particulièrement importante à cet égard parce que tous les échanges d'eau se font obligatoirement entre ses rives. Le caractère abrité des chenaux offre un avantage certain pour la navigation maritime. Les remorqueurs, les vraquiers, les navires de croisière, les cargos et les embarcations de plaisance fréquentent ces eaux en grand nombre, et une grande quantité d'entre eux battent pavillon américain.

Le capitaine George Vancouver fut le premier européen à reconnaître l'importance de ces chenaux pour la navigation, et plusieurs noms de localités actuelles évoquent la découverte de cette région au cours de l'été de 1792. Le passage Discovery porte le nom de son vaisseau amiral, le HMS *Discovery* (310 t, 134 hommes d'équipage). Le détroit de Johnstone et le détroit de Broughton furent nommés personnellement par Vancouver en l'honneur de James Johnstone et William Broughton, respectivement capitaine et capitaine en second de son navire d'escorte, le HMS *Chatham*. Les commandants espagnols Valdes et Galiano naviguèrent dans cette région peu de jours après le capitaine Vancouver et, bien que la plupart des noms de lieux établis par eux ne soient pas utilisés sur les cartes actuelles, leurs deux vaisseaux, le *Sutil* et le *Mexicana*, sont remémorés par le chenal Sutil (près de cap Mudge) et par les pointes Sutil et Mexicana dans le chenal Goletas qui relie le détroit de la Reine-Charlotte à l'océan. La façon dont l'île Helmcken, à l'est de Kelsey Bay, a été baptisée, nous donne une idée des difficultés rencontrées par les premiers marins qui naviguaient dans les courants complexes et rapides du détroit de Johnstone. Helmcken, qui a été médecin pour la compagnie de la baie d'Hudson, et plus tard orateur de l'Assemblée législative provinciale, a passé une partie du début de sa carrière à naviguer le long de la côte. « En 1850 j'étais à bord d'un vapeur de la compagnie, le *Beaver*, en route vers Fort Rupert, et nous passions dans le détroit de Johnstone contre la marée montante. À l'approche de l'île située au milieu du chenal, la marée redoubla de force à cause de l'obstacle que constituait l'île en plein milieu du chenal, au point que le *Beaver* éprouva de la difficulté à avancer, tant il était ballotté par les flots. Je demandai alors au capitaine le nom de l'île près de laquelle le bateau peinait tant. Le capitaine Dodd me répondit : — elle n'a pas de nom, mais je vais lui donner le vôtre, doc-

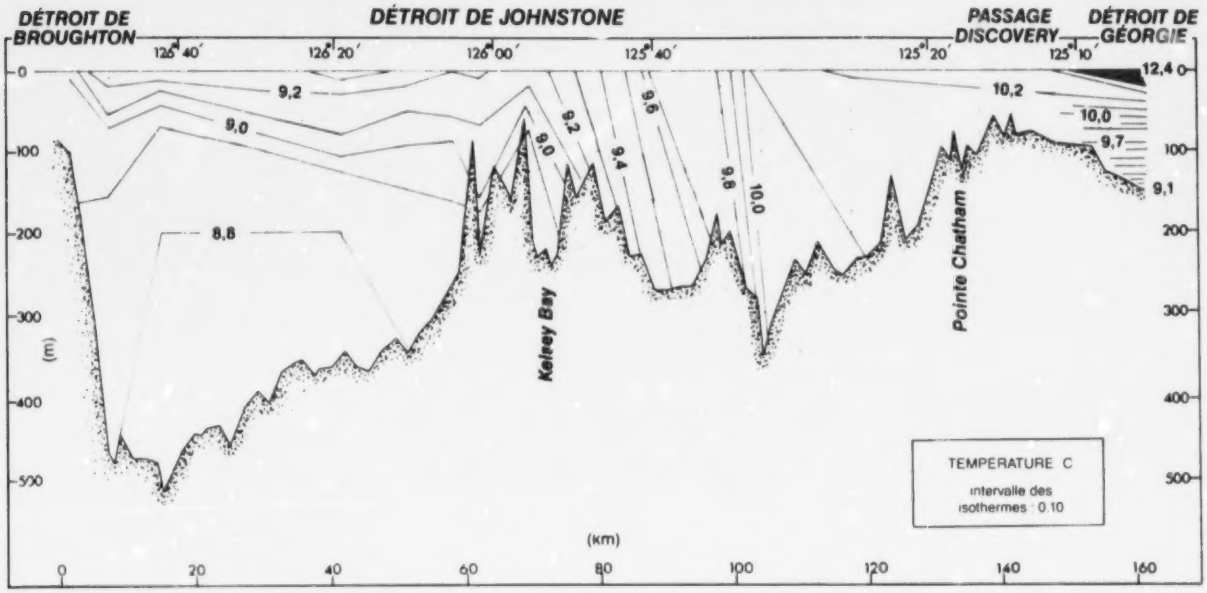


FIG. 12.3 Coupe longitudinale de la répartition des températures au milieu du chenal dans le passage Discovery et le détroit de Johnstone, septembre 1977. (Noter les eaux de surface fortement structurées dans le détroit de Géorgie dans les figures 12.3 à 12.5.) (D'après Thomson *et al.* 1980)

teur, parce qu'elle est comme vous, toujours en opposition — « L'île porte mon nom depuis ce temps là. » (Walbran 1971). Le commentaire du capitaine Dodd concernant le courant du passage Race a sans aucun doute été répété par plusieurs propriétaires de bateaux qui ont essayé de remonter les courants de 3 m/s (6 kn) qui sortent des goulets.

Bathymétrie et propriétés de l'eau

Bien que les trois chenaux de la région du détroit de Johnstone forment une voie continue, le détroit de la Reine-Charlotte a une bathymétrie et des caractéristiques océanographiques vraiment différentes de celles du détroit de Johnstone et du passage Discovery.

Détroit de Johnstone — passage Discovery

Le détroit de Johnstone et le passage Discovery sont les plus étroits des chenaux qui forment le passage intérieur de la côte de la Colombie-Britannique. Le chenal n'a que 3,5 à 4,5 km de large, entre Alert Bay et Kelsey Bay, et de là à la passe Seymour sa largeur dépasse rarement 2,5 km. Ces deux chenaux renferment aussi quelques-uns des bassins les plus profonds des eaux intérieures. La figure 12.3 montre que la profondeur de la moitié occidentale du détroit de Johnstone augmente régulièrement de 70 m à partir du seuil au large de Kelsey Bay jusqu'à environ 500 m près de l'entrée du détroit de Broughton. La profondeur maximale enregistrée dans le détroit de Géorgie est de 420 m, et de 275 m dans le détroit Juan de Fuca. Ce n'est que dans quelques inlets adjacents, tels que les inlets Knight et Bute, qu'il existe des bassins plus profonds. Dans le passage Discovery et dans la partie orientale, plus étroite, du détroit de Johnstone, le fond marin se caractérise par un profil hautement irrégulier parsemé de seuils et de hauts-fonds. Les profondeurs maximales dans cette région sont d'environ 250 m.

Les grandes profondeurs et les faibles largeurs sont indicatives de l'escarpement des rives des chenaux de la région où les mouillages nocturnes sains sont plutôt rares. D'autre part, la pêche au leurre peut être assez productive, si le pêcheur sait profiter des nombreux hauts-fonds et plateaux sous-marins précôtiers et éviter les eaux profondes qui existent souvent près des rives. Même en travaillant la nuit sous de gros réflecteurs, les océanographes n'ont guère relevé de signes de vie dans les eaux vert foncé du milieu du chenal du détroit de Johnstone.

La région étant caractérisée par des courants de marée rapides, des passages étroits et de nombreux hauts seuils, l'eau est en agitation presque constante de la surface jusqu'au fond et ne peut jamais former les couches fortement stratifiées qui caractérisent l'eau dans les inlets et le détroit de Géorgie. C'est pourquoi la température de l'eau n'augmente que très légèrement le long du détroit de Johnstone et du passage Discovery et reste basse toute l'année (fig. 12.3). Au coeur de l'été, vers la fin de juillet, par exemple, la température de l'eau de surface est généralement inférieure à 10°C, ce qui est appréciablement plus froid que les valeurs de plus de 20°C relevées à la même époque dans la partie centrale du détroit de Géorgie. Même les eaux de surface océaniques du bassin Reine-Charlotte sont plus chaudes, en été, que celles du détroit de Johnstone. (Cette eau superficielle froide est responsable de l'apparition fréquente de brouillards au cours de l'été, dans la région.) Le brassage de la marée est particulièrement vigoureux toute l'année dans les régions du goulet Seymour, du passage Race et du passage Weynton.

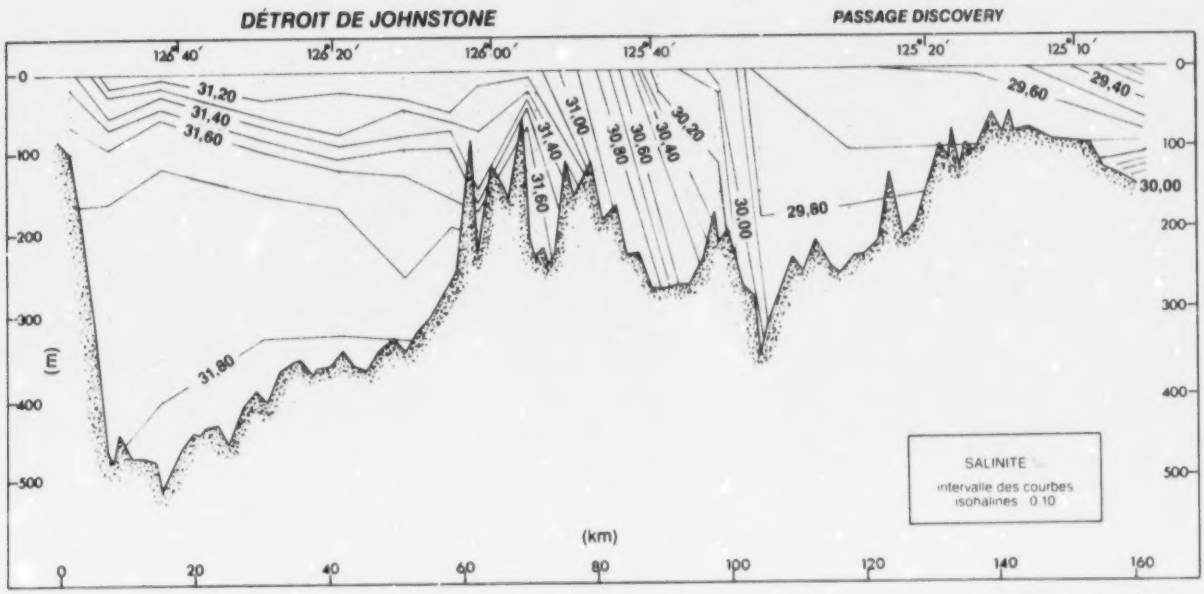


FIG. 12.4 Coupe longitudinale de la répartition de la salinité au milieu du chenal dans le passage Discovery et le détroit de Johnstone, septembre 1977. (D'après Thomson *et al.* 1980)

En hiver et au printemps, les eaux du détroit de Johnstone et du passage Discovery se refroidissent uniformément de haut en bas. Les températures maximales, durant ces saisons, sont généralement d'environ 7°C et la variation longitudinale devient presque imperceptible. Il en est de même en dessous des 30 m de profondeur en été. Récemment, les scientifiques et l'équipage d'un navire de recherche, durant une excursion océanographique en mai, purent se rendre compte de la froideur des eaux lorsque, aux premières lueurs d'un jour calme, ils assistèrent impuissants à la mort, par hypothermie, d'un gros loup gris qui tentait de traverser le détroit de Johnstone à la nage.

La salinité presque uniforme des eaux du détroit de Johnstone et du passage Discovery réflète aussi les vigoureux brassages de la marée qui se produisent au-dessus des seuils et dans les passes étroites (fig. 12.4). Toutefois, contrairement à la répartition de la température, il y a toujours une augmentation perceptible de la salinité vers le large, le long des chenaux, et une aug-

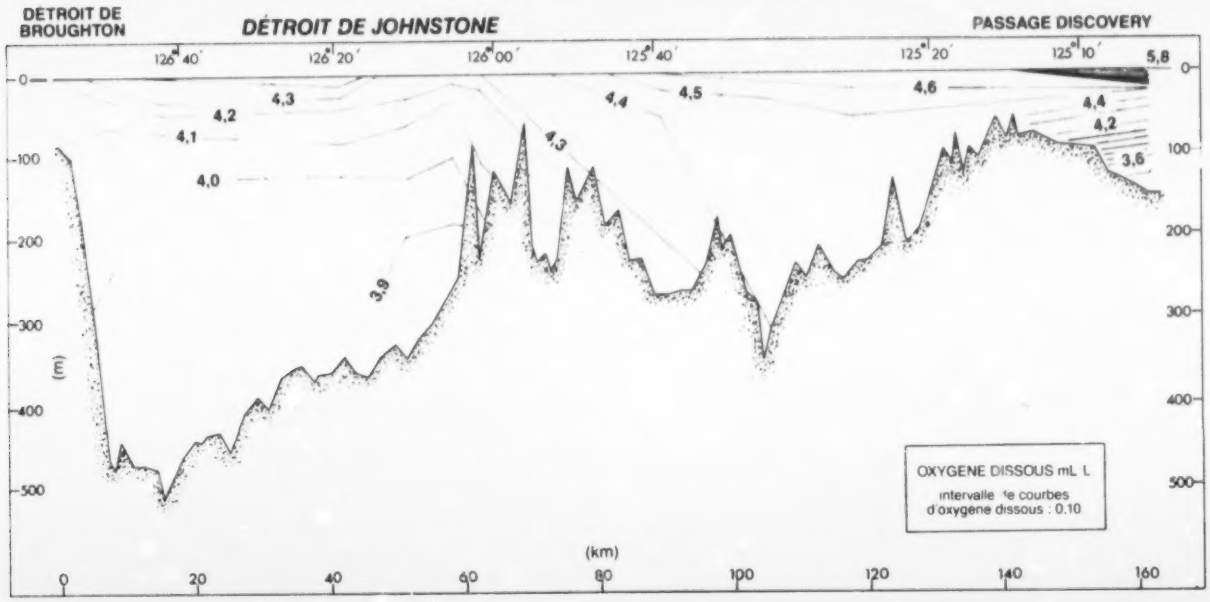


FIG. 12.5 Coupe longitudinale de la répartition de l'oxygène dissous au milieu du chenal dans le passage Discovery et le détroit de Johnstone, en septembre 1977. (mL/L = millilitres d'oxygène dissous par litre d'eau.) (D'après Thomson *et al.* 1980)

mentation faible mais permanente de la salinité en profondeur. Dans le détroit de Johnstone, la salinité augmente d'un minimum superficiel de 30 ‰ jusqu'à un maximum en profondeur de 32 ‰, et la plage correspondante pour le passage Discovery est d'environ 26 à 30 ‰. Généralement, les répartitions de salinité, et à un moindre degré celles des températures, sont semblables à celles des autres milieux estuariens de la côte. Dans le cas présent, l'eau relativement froide et saline de l'océan Pacifique progresse continuellement vers l'intérieur dans les deux chenaux à environ 100 m de profondeur, tandis que l'eau relativement chaude et de faible salinité, provenant surtout de l'écoulement du Fraser et de la rivière Homathko dans l'inlet Bute, descend vers le large dans les 100 m supérieurs. Bien que la fraction des eaux du fleuve Fraser, qui s'écoule vers la mer par le détroit septentrional, soit très diluée avant d'atteindre l'océan Pacifique au large de l'extrémité nord de l'île Vancouver, elle garde probablement assez de son « arôme » pour que le saumon du fleuve Fraser, revenant vers le sud le long des côtes de l'Alaska et de la Colombie-Britannique après 4 a de vagabondage en mer, puisse trouver son chemin jusqu'à l'embouchure du fleuve.

L'uniformité de la quantité d'oxygène dissous, observée toute l'année de la surface jusqu'au fond dans le détroit de Johnstone et le passage Discovery, indique bien la vigueur du brassage de ces eaux (fig. 12.5). À l'extrémité septentrionale du détroit de Johnstone, le taux d'oxygène près du fond peut même dépasser les valeurs en surface parce que les courants de flux à flottabilité négative, qui émergent vers le sud par le passage Weynton, transportent les eaux de surface oxygénées jusqu'aux plus grandes profondeurs du bassin. C'est pourquoi les organismes benthiques (de fond) dans les deux chenaux ne souffrent jamais des effets dévastateurs du manque d'oxygène qui affligent si souvent leurs voisins dans certains des bassins et des fjords à seuil le long de la côte. Comme un grand vent océanique, les puissants courants de fond insufflent constamment de l'eau fraîchement oxygénée dans les profondeurs des chenaux pour favoriser la prolifération de la vie marine. Il n'est donc pas surprenant que les chercheurs, au cours d'un échantillonnage détaillé des sédiments du bassin occidental du détroit de Johnstone, aient trouvé un fond vaseux compact regorgeant de vers, d'ophiures, de crabes, d'oursins et de myes.

Détroit de la Reine-Charlotte

À l'extrémité septentrionale du détroit de Johnstone, le fond du chenal s'élève soudainement pour former le bassin, peu profond et parsemé d'îles, du détroit de la Reine-Charlotte d'une longueur de 90 km (fig. 12.2). Les falaises, si caractéristiques du passage étroit, font place à des rives irrégulières, parsemées de hauts-fonds, dans un paysage à faible relief. Les hauts-fonds et les rochers découvrants sont particulièrement nombreux à l'entrée du détroit, du côté continental et dans le détroit de Broughton, au sud de l'île Malcolm.

Le bassin principal du détroit de la Reine-Charlotte, s'élargit d'environ 13 km, à son extrémité orientale, à plus de 26 km en son milieu, pour se rétrécir ensuite à moins de 15 km aux abords de la mer. Les plus grandes profondeurs du bassin sont associées à la dépression étroite, moins prononcée vers l'est, qui longe le chenal Goletas jusqu'au passage George au nord de l'île Malcolm. Le chenal Goletas, avec sa géométrie étroite régulière, ses rives escarpées, sa profondeur de plus de 350 m et son haut seuil d'entrée (la barre Nahwitti), ressemble physiquement davantage au détroit de Johnstone qu'au détroit de la Reine-Charlotte.

Le détroit de la Reine-Charlotte est un lieu de rencontre des eaux presque homogènes qui vont vers l'océan par le passage intérieur, et des eaux océaniques plus fortement stratifiées qui progressent vers l'intérieur des terres à partir du bassin Reine-Charlotte. C'est pourquoi les répartitions de températures et de salinité dans le bassin sont légèrement plus structurées que dans le détroit de Johnstone, bien que la différence ne soit vraiment marquée qu'en été. De la fin de l'automne au début du printemps, les températures de l'eau varient généralement de 7 à 10°C près de la surface et de 7 à 8°C en profondeur, avec une légère tendance à l'augmentation d'est en ouest (fig. 12.6). Durant l'été, les températures superficielles s'élèvent à plus de 10°C grâce à l'écoulement fluvial qui entraîne, dans le détroit, la formation d'une mince couche d'eau saumâtre, susceptible de retenir une plus grande partie de la chaleur solaire. Dans les anses bien abritées du côté nord du bassin, les températures de surface peuvent dépasser 15°C durant les jours chauds et calmes.

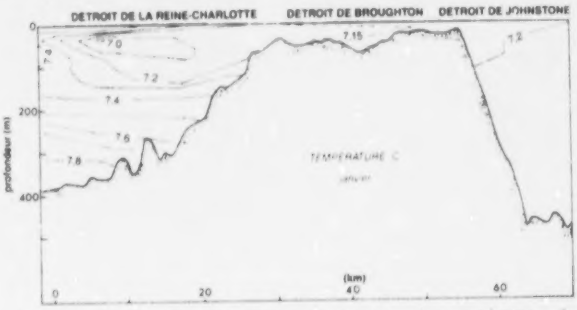


FIG. 12.6 Coupe longitudinale de la répartition des températures du côté sud des détroits de Johnstone, de Broughton, et de la Reine-Charlotte, en janvier 1978. (Pour localiser les observations, voir la ligne discontinue à la fig. 12.2) (D'après Thomson *et al.* 1980)

Les valeurs de salinité dans le détroit de la Reine-Charlotte, varient généralement de 31 à 33 ‰ tout au cours de l'année (fig. 12.7). Comme dans le détroit Juan

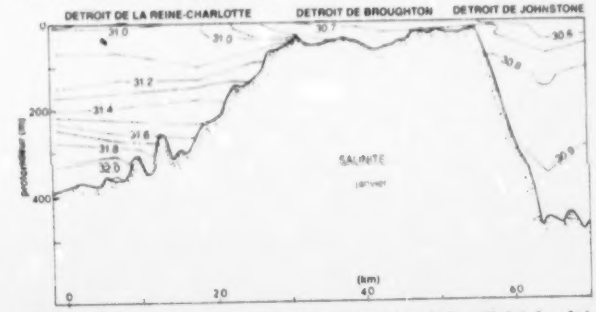


FIG. 12.7 Coupe longitudinale de la répartition de la salinité du côté sud des détroits de Johnstone, de Broughton et de la Reine-Charlotte, en janvier 1978. (Pour localiser les observations, voir la ligne discontinue à la fig. 12.2) (D'après Thomson *et al.* 1980)

TABLEAU 12.1 Dans la partie supérieure, répartition en pourcentage d'occurrence de vents de 8 directions pour chaque mois, de février 1960 à mars 1973 à Chatham Point, dans le détroit de Johnstone. Dans la partie inférieure, il s'agit des vents à Bull Harbour, dans le chenal Goletas, de novembre 1964 à février 1973. (D'après *Sailing Directions British Columbia Coast*, vol. 1, 1976)

		MOIS											
		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
DIRECTION	N.	6	3	3	1	1	1	0	1	1	2	4	5
	N.-E.	28	19	20	14	7	5	3	6	9	16	23	26
	E.	18	21	18	13	9	7	5	8	11	18	22	19
	S.-E.	18	19	16	21	15	13	10	10	13	22	17	17
	S.	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1
	S.-O.	9	12	16	13	20	22	25	27	21	15	11	10
	O.	11	14	16	22	32	34	42	36	32	16	12	12
	N.-O.	6	7	8	12	12	15	14	9	9	5	7	8
	ccalmie	3	4	2	3	3	2	1	2	3	5	3	2
	Vitesse moyenne (m/s)	3,8	3,4	3,9	4,1	4,4	4,9	5,5	4,4	3,8	3,4	3,4	3,9
	Vitesse moyenne (kn)	7,4	6,5	7,6	8,0	8,5	9,6	10,8	8,5	7,4	6,6	6,7	7,6
DIRECTION	N.	4	2	5	4	5	4	3	4	3	4	3	4
	N.-E.	4	3	3	2	4	3	2	3	3	3	2	3
	E.	7	6	4	3	4	3	2	3	6	5	5	5
	S.-E.	47	49	49	35	19	14	9	19	33	50	57	52
	S.	10	11	12	13	11	6	8	8	8	8	11	10
	S.-O.	11	10	6	7	7	9	10	9	6	5	5	9
	O.	1	2	2	3	9	10	12	10	6	2	1	1
	N.-O.	12	11	16	28	33	34	37	20	16	14	12	13
	Accalmie	4	6	3	5	8	17	17	24	19	9	4	3
	Vitesse moyenne (m/s)	3,8	3,1	3,4	3,1	2,4	1,9	1,6	1,2	1,7	2,8	3,4	3,9
	Vitesse moyenne (kn)	7,4	6,0	6,6	6,0	4,7	3,6	3,0	2,3	3,3	5,5	6,7	7,6

de Fuca, la salinité des eaux de surface est au minimum en décembre et janvier (à cause de l'abondance des précipitations locales) et atteint un maximum vers le mois d'octobre après la période de fonte des neiges. Dans les eaux plus profondes, les salinités sont maximales en été lorsque l'action des vents du nord-ouest, en provenance de la côte, jumelée à la circulation estuarienne associée à l'écoulement des rivières, pousse l'eau salée océanique à franchir les seuils d'entrée pour se répandre dans le bassin. Ce processus ne cesse qu'à la fin de l'automne avec l'arrivée des vents du sud-est et le ralentissement de la circulation estuarienne. La salinité diminue alors graduellement dans les profondeurs du bassin pour atteindre un minimum au milieu de l'hiver.

Le taux d'oxygène dissous, dans le détroit de la Reine-Charlotte, tend à être supérieur en surface et plus faible au fond que dans le détroit de Johnstone. Il y a à ce phénomène deux raisons principales : les courants de marée sont plus faibles, de sorte que les eaux de surface, fortement oxygénées, n'arrivent pas à se mélanger aux eaux profondes; et l'eau océanique dense, moins oxygénée au-dessus de la plate-forme continentale, peut s'écouler vers le fond du bassin. Toutefois, dans la majeure partie du bassin, les valeurs demeurent supérieures à 3 mL/L, ce qui est suffisant pour assurer la survie normale de la plupart des animaux marins.

Vents

Les vents dominants au-dessus du détroit de Johnstone sont liés aux grands systèmes de pression du Pacifique oriental et, canalisés par le terrain montagneux, ils soufflent surtout dans l'enfilade des chenaux. Ce n'est que lorsque de grands bassins communicants s'ouvrent, du côté du continent, sur ces passages que le vent peut, à l'occasion, souffler d'autres

directions, par exemple, à la trifurcation du détroit de Johnstone, du passage Discovery et du chenal Nodales. L'influence de tels vents transversaux ne joue que sur une courte distance dans les chenaux principaux; le principal effet du vent est d'engendrer des clapotis quand il entre en opposition avec les courants de surface.

Dans le détroit de Johnstone et celui de la Reine-Charlotte, les vents dominants soufflent de l'ouest en été et de l'est en hiver (tableau 12.1). Ils sont entraînés respectivement vers le nord et vers le sud dans le passage Discovery. Les invasions d'air polaire en provenance de l'intérieur du continent, qui se produisent le long des grands fjords comme les inlets Knight, Kingcome et Loughborough, peuvent se changer en coups de vent au-dessus de certaines parties de la région, mais en général les grands vents le long des chenaux principaux sont liés au passage de systèmes frontaux. En été, l'effet de la brise de mer se fait sentir dans le détroit de Johnstone et celui de la Reine-Charlotte lorsque l'air chaud s'élève au-dessus de la côte et attire de l'air marin plus froid vers le continent. Durant les jours ensoleillés, ces vents d'ouest se renforcent vers la fin de la matinée et peuvent, en combinaison avec la circulation prédominante de l'air, produire des vents de 15 m/s (30 kn) vers la fin de l'après-midi; la partie occidentale du détroit de Johnstone semble particulièrement soumise à ces vents, alors que la partie orientale l'est moins. La brise de mer tombe un peu avant le crépuscule et est remplacée par une brise de terre beaucoup plus faible, en provenance de l'est, dont l'influence se limite principalement aux eaux plus exposées du détroit de la Reine-Charlotte.

Vagues

La hauteur des vagues dans le détroit de Johnstone et le passage Discovery est limitée par le fetch et par l'étroitesse et la sinuosité des chenaux. Il est peu probable, par exemple, que des vagues engendrées à une extrémité du fetch le long du détroit puissent atteindre l'autre extrémité du chenal avant d'aller mourir sur l'un des rivages. Même le long du plus grand fetch, de 65 km, dans la partie occidentale du détroit de Johnstone, la plupart des vagues engendrées par les vents d'ouest ou d'est s'écraseront sur des brisants le long du rivage. Comme les vagues produites dans les autres bassins plus petits subiront le même sort, les fortes lames et la houle ne sont guère à craindre.

Les hauteurs des vagues de vent dans le détroit de la Reine-Charlotte sont aussi limitées par le fetch de 65 km seulement. Toutefois, pour toute durée et vitesse de vent données, les vagues s'élèveront un peu plus et auront des périodes plus longues que celles du détroit de Johnstone, en raison de la plus grande largeur de ce détroit. La faible houle qui se propage habituellement vers l'est dans le détroit de la Reine-Charlotte n'est, souvent, que le résidu très affaibli de la forte houle océanique provenant du bassin Reine-Charlotte qui a franchi les hauts-fonds et les passages des chenaux Goletas et Gordon. En entrant dans le détroit, ces vagues subissent une autre réduction graduelle de leur hauteur au fur et à mesure qu'elles avancent vers l'intérieur. Bien qu'aucun relevé des vagues n'ait été effectué dans cette région, les vagues maximales sont uniformément plus faibles que les vagues de 3 à 4 m observées au banc Roberts, dans le détroit de Géorgie beaucoup plus vaste (chapitre 10).

D'après les données précédentes, il semble donc que les vagues dans le détroit de Johnstone et le passage Discovery soient négligeables et peu dignes de mention. Mais la présence de forts courants de surface dans ces deux chenaux vient contrebalancer l'effet des fetchs courts et des rivages sinueux en contribuant à la formation d'un clapot court et prononcé qui peut varier de 1 à 2 m de hauteur lorsque les vents s'élèvent à plus de 10 m/s (20 kn). Comme dans ces deux chenaux les courants de surface au reflux sont beaucoup plus forts qu'au moment du flux, les mers les plus fortes, à n'importe quelle vitesse de vent pendant une période donnée, se développent par vent d'ouest dans le détroit de Johnstone et vent du nord dans le passage Discovery, au nord du goulet Seymour. Au sud du goulet Seymour, par contre, les plus grandes hauteurs de vague se produisent lors du flux, durant les périodes de forts vents du sud-est dans le détroit de Géorgie, lorsque les vagues et la houle amplifiées par le courant s'avancent dans le passage. Des courants d'arrachement particulièrement clapoteux se développent près des caps et à l'entrée de la plupart des passes qui mènent au détroit de Johnstone, lorsque les vents s'opposent aux courants de surface. Toutefois, les vents d'est, dans le détroit de Johnstone, sont généralement associés à des vagues moins clapoteuses parce qu'ils soufflent en direction de la circulation générale de l'eau de surface; il en est de même dans le passage Discovery, lorsque les vents soufflent du sud.

Les vagues courtes, creuses et écumantes qui couvrent les deux chenaux par vent modéré du nord-ouest n'ont que peu d'effet sur les grands bateaux; à bord du CSS *Parizeau*, par exemple, (62,5 m de longueur), le mouvement se résume à un léger roulis, même par vent de plus de 15 m/s. Bien que les bateaux plus petits soient plus malmenés par ces vagues et que les embarcations de plaisance légères tanguent et roulent dangereusement dans les courtes vagues, les remorqueurs ou les bateaux de pêche de plus fort tonnage, mais d'une longueur comparable aux petits bateaux, fendent les vagues avec beaucoup plus de facilité.

L'amplification des vagues de vent, par les courants opposés, n'est généralement pas un facteur important dans le détroit de la Reine-Charlotte où les courants de surface sont plus faibles et l'effet du reflux moins prononcé. Ce n'est qu'au-dessus des hauts-fonds et près des saillies que les clapotis se développent fréquemment. La barre Nahwitti, à l'extrémité ouest du chenal Goletas, est renommée pour ses hautes vagues. Les vagues et la houle qui traversent le seuil du bassin Reine-Charlotte (de 2,5 km de largeur et de 15 m de profondeur), sont amplifiées sous l'influence de la faible bathymétrie et des courants de marée opposés. Par gros temps et vent d'ouest, la mer se brise sur la barre et celle-ci devient dangereuse à traverser dans quelque bateau que ce soit.

Marées

Comme la marée dans le détroit Juan de Fuca, la marée de type mixte qui se propage de l'océan Pacifique vers le nord de l'île Vancouver subit des modifications considérables en avançant vers le détroit de Géorgie. Par exemple, les marées près d'Alert Bay et Port McNeil sont surtout semi-diurnes tout au cours du mois et ne deviennent vraiment mixtes qu'au moment où la lune atteint sa déclinaison maximale au nord ou au sud de l'équateur (fig. 12.8). Par conséquent, dans cette

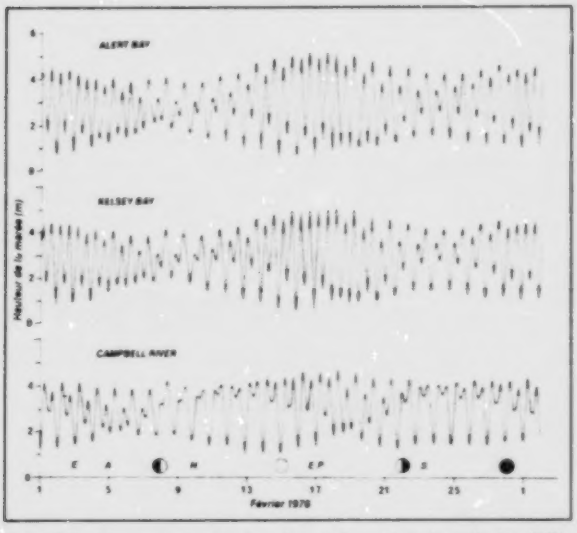


FIG. 12.8 Hauteurs des marées durant 1 mo à trois endroits différents, du détroit de Broughton jusqu'au passage Discovery. Campbell River est située à l'extrémité méridionale du passage Discovery. Les périodes des phases de la lune sont indiquées comme suit; à l'équateur (E), déclinaison maximale au nord (N) et au sud (S), apogée (A) et périgée (P). (Avec l'autorisation de A. Douglas)

région, la composante semi-diurne de la marée associée à l'attraction lunaire supplante la composante diurne associée au changement de déclinaison de la lune. Vers le sud-est, l'influence de la composante semi-diurne diminue, comme c'est le cas pour la marée dans le détroit Juan de Fuca. Au moment où la marée atteint l'île Yorke (où se trouvent les restes des logements de pièces d'artillerie et des blockhaus de la Deuxième Guerre mondiale), elle est devenue mixte, surtout semi-diurne, alors que les effets diurnes et semi-diurnes prennent une importance égale.

Près de la pointe Chatham, à l'extrémité orientale du détroit de Johnstone, l'apport de la marée semi-diurne ne représente plus que 0,7 de la valeur enregistrée à Alert Bay, tandis que celui de la marée diurne a augmenté d'un facteur de 1,3. Près de Duncan Bay, la contribution diurne devient suffisamment importante pour que la marée soit de nature diurne, avec une seule étale de pleine et de basse mer par jour, environ 12 jours par mois. Cet état est particulièrement bien défini lorsque la lune est au point le plus éloigné au nord ou au sud de l'équateur, et que sa déclinaison est la plus prononcée. Au sud de cette région, au-delà de Campbell River et dans le détroit de Géorgie, la marée redevient mixte, surtout semi-diurne.

Le changement des caractéristiques de la marée le long des chenaux est accompagné d'un changement de séquences. Du cap Scott jusqu'au goulet Seymour, cette séquence est invariablement la suivante : pleine mer supérieure, basse mer inférieure; pleine mer inférieure, basse mer supérieure. Toutefois, au sud du goulet, la séquence se complique. Durant la majeure partie du mois, la séquence est la suivante : pleine mer supérieure, basse mer supérieure; pleine mer inférieure, basse mer inférieure, mais pendant quelques jours chaque mois, juste avant la déclinaison maximale de la lune, la séquence est identique à celle qui existe entre le cap Scott et le goulet Seymour. Par conséquent, il est normal qu'une marée basse relativement faible suive la marée la plus haute de la journée, sauf juste après le passage de la lune au-dessus de l'équateur, alors que la pleine mer supérieure sera suivie d'une basse mer inférieure. Les périodes d'occurrence de ces phénomènes peuvent être déterminées d'après les renseignements qui figurent sur la couverture arrière de toutes les *Tables des marées et courants du Canada* pour les eaux de la Colombie-Britannique.

La propagation des marées vers le sud, jusque dans le détroit de Georgie, peut être suivie par les relevés effectués à différents endroits dans la région. Les informations essentielles à cette fin figurent dans le tableau 12.2 où, en plus du temps nécessaire à la pleine mer supérieure et à la basse mer inférieure pour aller du cap Scott à un endroit donné, les amplitudes de marée moyennes et extrêmes pour chaque endroit sont indiquées. À toutes fins utiles, la propagation le long du chenal est la même pour la pleine mer supérieure et la basse mer inférieure, nous nous limiterons donc, pour les besoins de la démonstration, à l'analyse de la pleine mer supérieure.

La première chose à noter dans le tableau 12.2 c'est que la marée qui se propage vers le nord, le long de la

TABLEAU 12.2 Rythme de propagation de la pleine mer supérieure (PMS) et de la basse mer inférieure (BMI) à partir du cap Scott, avec les amplitudes de marées. (Le signe négatif à Tofino signifie que la marée se produit plus tôt qu'au cap Scott.) Les amplitudes de marée indiquées sont respectivement pour les marées extrêmes de vive et de morte eau. Les décalages enregistrés au sud du goulet Seymour sont ceux de la pleine mer inférieure. (Avec l'autorisation de W. Rapatz)

Lieu	Temps de propagation à partir du cap Scott (*min*)		Amplitude de la marée (*m*)	
	PMS	BMI	Vive eau	Morte eau
Cap Scott	0	0	4,7	3,0
Tofino	-7	-9	4,1	2,7
Port Hardy	+21	+18	5,6	3,6
Alert Bay	+34	+36	5,5	3,5
Île Yorke	+53	+63	5,3	3,4
Kelsey Bay	+66	+71	5,4	3,4
Pointe Chatham	+101	+128	4,8	2,9
Goulet Seymour	+149	+270	5,1	3,0
Campbell River	+240	+270	4,6	2,9

côte ouest de l'île Vancouver, met environ 7 min pour franchir les 260 km qui séparent Tofino du cap Scott, à une vitesse moyenne de 2 230 km/h. Lorsque la marée a franchi le cap Scott il lui faut plus de 20 min pour parcourir 75 km et atteindre Port Hardy, dans le détroit de la Reine-Charlotte, à une vitesse de 225 km/h, et 13 min supplémentaires pour atteindre Alert Bay, à 37 km au sud-est, à une vitesse réduite à 170 km/h. De plus, l'amplitude de la marée atteint son point culminant à Port Hardy et décroît ensuite le long du chenal.

Les marées se déplacent plus rapidement dans les eaux profondes que dans les eaux peu profondes; cela explique la lenteur de propagation de la marée au-delà du cap Scott, en raison du rétrécissement des passes et du manque de profondeur de l'eau. Cette dernière caractéristique ressort du fait qu'il faut quelques minutes supplémentaires à la basse mer inférieure pour couvrir les mêmes distances que la pleine mer supérieure, selon le tableau 12.2. Une fois dans le détroit de Johnstone, la marée est davantage ralentie et met plus de 30 min à atteindre Kelsey Bay à 75 km seulement à l'est, et 35 min supplémentaires pour atteindre la pointe Chatham, à 37 km seulement de Kelsey Bay. Les vitesses sur ces deux distances sont respectivement de 150 km/h et de 63 km/h. Pendant tout son trajet le long du détroit de Johnstone, la marée diminue aussi en amplitude. Cela est dû notamment à l'étalement de la marée dans tous les coins de cette région complexe et à une perte d'énergie en raison du frottement et du processus de mélange des eaux. Au goulet Seymour, un mélange complexe de l'eau se produit et la pleine mer supérieure du côté septentrional de la passe devient la pleine mer inférieure du côté méridional. En outre, la pleine et la basse mer sont décalées d'environ 2 h dans le goulet. Au sud du cap Mudge, à l'extrémité septentrionale du détroit de Georgie, la marée affaiblie, qui se déplace vers le sud, rencontre la marée montant au nord pour produire un système de courants faibles et variables.

Dans la figure 12.8, les marées sont représentées durant un intervalle d'un mois à trois endroits (Alert Bay, Kelsey Bay et Campbell River) pour montrer la variation bimensuelle de l'amplitude de la marée. Il est intéressant de noter la diminution d'amplitude d'un endroit à l'autre, la modification bimensuelle de l'inégalité diurne, et la différence de forme des courbes de marée entre Campbell River et les deux autres endroits plus au nord.

Courants

En dépit de son importance par rapport à plusieurs aspects de l'environnement marin du sud-ouest de la Colombie-Britannique, ce n'est que tout récemment que le détroit de Johnstone a retenu l'attention des océanographes. À défaut de mesures précises, il convient donc de prendre pour hypothèse que les mesures des courants relevées à quelques endroits stratégiques, dans les principaux chenaux, représentent le mouvement général des eaux, en dépit du fait que des mesurages récents aient démontré la fragilité de cette hypothèse, particulièrement pour les régions où le chenal est courbé et où il y a de hauts seuils. Les symboles de la figure 12.2 indiquent les lieux de mouillage des courantomètres utilisés pour étudier la circulation dans le détroit de Johnstone. Les observations de courants faites aux deux endroits marqués d'une étoile, dans le détroit de Johnstone et le détroit de la Reine-Charlotte, seront analysées en détail. Dans le premier cas, une attention particulière sera apportée à la station encerclée parce que c'est à cet endroit que la côte du continent se trouve directement en face de celle de l'île Vancouver et que c'est donc là que tous les échanges d'eau de l'est à l'ouest se font.

Détroit de Johnstone—passage Discovery

Ces deux chenaux sont caractérisés par des courants de marée rapides et rectilignes. Près des hauts seuils et des goulets étroits, les courants de surface sont encore accélérés davantage et prennent l'allure d'un jet turbulent, associé généralement aux laisses de marées quasi permanentes qui délimitent les changements transversaux rapides de la vitesse et de la direction du courant. Les laisses de marées sont particulièrement bien définies à l'extrémité nord du détroit de Johnstone, près de Kelsey Bay, et au sud du goulet Seymour. De nombreux auteurs ont cité le goulet Seymour pour illustrer la violence que peuvent atteindre les courants de marée et les dangers que ces courants présentent pour la navigation.

La figure 12.9b, c et d, illustre les variations de la marée à différentes profondeurs, près du milieu du chenal, dans le détroit de Johnstone et le passage Discovery; la figure 12.9a montre les variations correspondantes du niveau de la mer dans la région. Les courants de flux dans le détroit de Johnstone sont orientés vers l'est (mesurés dans le haut de chaque figure) et les courants de reflux sont orientés vers l'ouest (mesurés dans le bas de chaque figure). Dans le passage Discovery, le flux est orienté vers le sud et le reflux vers le nord. L'analyse de ces courants indique que ceux-ci peuvent être divisés en trois composantes différentes.

1) Les courants de marée, associés à la marée astronomique, changeant de vitesse et de direction régulièrement au cours d'un même jour.

2) Les courants estuariens, produits par l'écoulement fluvial et orientés par les gradients de densité dans le chenal, qui sont essentiellement stables pendant des périodes de plusieurs jours.

3) Les courants de vent, confinés à la couche supérieure de la colonne d'eau, qui ne deviennent importants que lorsque les vents sont modérés ou forts.

Les deux dernières composantes forment le courant résiduel ou courant non influencé par la marée. Ces trois composantes sont soumises à l'influence de la rotation de la terre, de la courbure du chenal, de la topographie du fond et de la largeur du chenal. Le dernier élément, par exemple, implique que lorsque la largeur ou la profondeur du chenal diminue dans le sens du mouvement de l'eau, il y a accélération du courant longitudinal pour assurer le transport du même volume

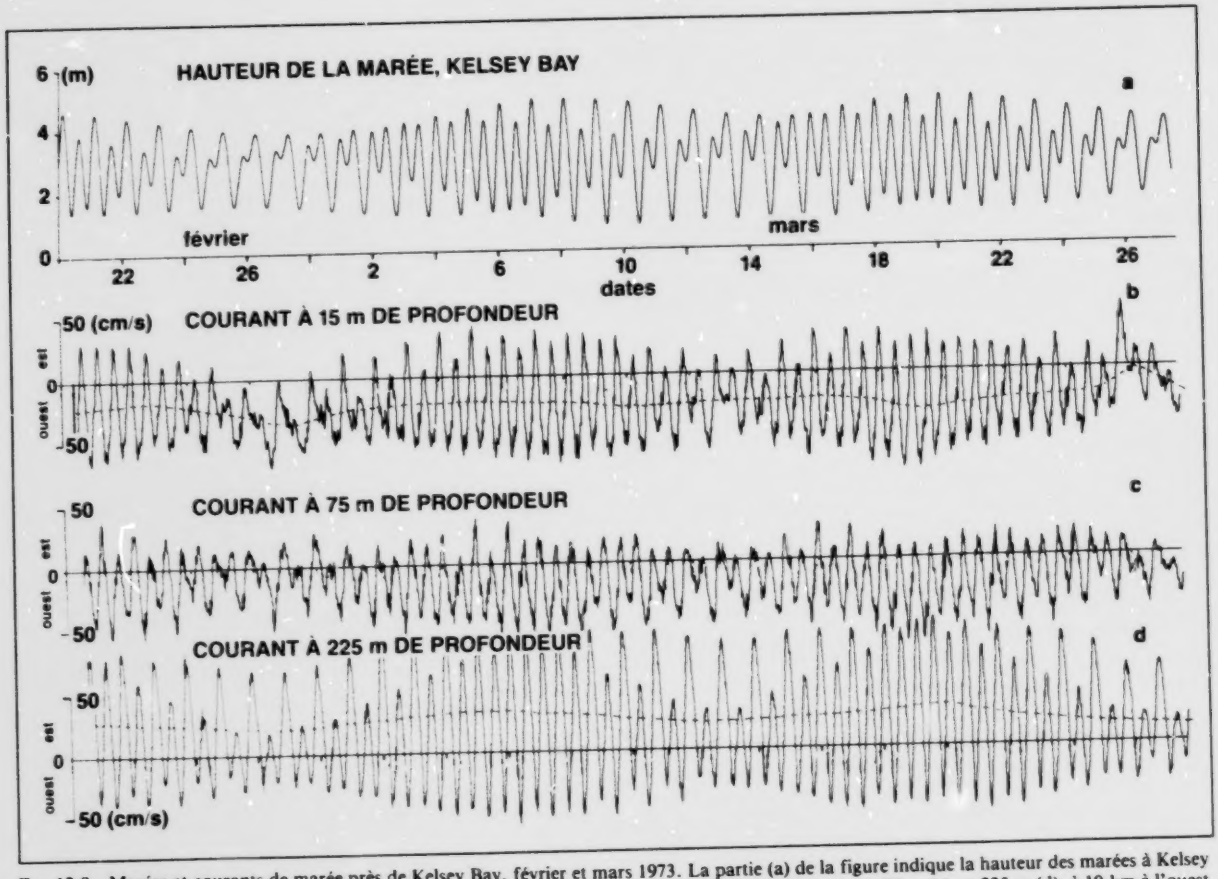


FIG. 12.9 Marées et courants de marée près de Kelsey Bay, février et mars 1973. La partie (a) de la figure indique la hauteur des marées à Kelsey Bay par rapport à la composante des courants le long du chenal (est-ouest) à des profondeurs de 15 m (b), 75 m (c), et 225 m (d), à 10 km à l'ouest (voir l'étoile encerclée à la figure 12.2) Les vitesses sont exprimées en cm/s; les hauteurs des marées en mètres. Les lignes discontinues dans les parties (b) et (d) indiquent la force et la direction du courant (résiduel) moyen. (D'après Thomson 1976)

d'eau, et le contraire est également vrai en cas d'augmentation de la largeur ou de la profondeur du chenal.

COURANTS ESTUARIENS

Les courants estuariens sont une composante lente, et variable dans le temps, de la circulation générale des eaux qui change de direction et de vitesse en fonction de la profondeur. Dans la figure 12.9b et d, ils sont représentés par la ligne tiretée dessinée à travers la courbe plus accentuée qui représente le courant total composé du courant de marée et de la circulation engendrée à la fois par le vent et la nature de l'estuaire. Dans la composante estuarienne, le courant dans la couche d'eau supérieure (fig. 12.9b) est toujours orienté vers l'ouest dans le détroit de Johnstone et vers le nord dans le passage Discovery, c'est-à-dire vers l'océan. Dans la couche inférieure (fig. 12.9d), le courant estuarien est toujours orienté vers l'est dans le détroit de Johnstone et vers le sud dans le passage Discovery, c'est-à-dire vers le détroit de Géorgie. Cette double structure est bien illustrée dans la figure 12.10 qui représente les vitesses de courant mesurées à différentes profondeurs au milieu du chenal. Au-dessus de 100 m, le courant moyen est toujours orienté vers l'océan alors qu'en dessous de cette profondeur il va toujours vers le continent. Donc, une bille de bois flottant à la surface du détroit de Johnstone ou du passage Discovery dériverait progressivement vers le large (en l'absence de vents persistants de l'ouest) à environ 20 cm/s (0,4 kn); alors qu'un sous-marin non propulsé, près du fond, dériverait graduellement vers le détroit de Géorgie à une vitesse moyenne de 5 à 10 cm/s (0,1 à 0,2 kn). Évidemment, ce type de dérive nette en fonction de la profondeur est commun à de nombreux passages côtiers de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington (voir le détroit Juan de Fuca, chapitre 11). Comme dans d'autres régions côtières, en outre, la force du courant estuarien dans ces deux chenaux varie en termes de jours, de semaines et de mois, en fonction des variations de la quantité d'eau de drainage qui entre dans le réseau, des variations des grands vents au-dessus du sud-ouest de la Colombie-Britannique et du degré de mélange de la marée le long du chenal, mais contrairement à ce qui se passe dans les chenaux exposés, comme le détroit Juan de Fuca, cette force est moins tributaire

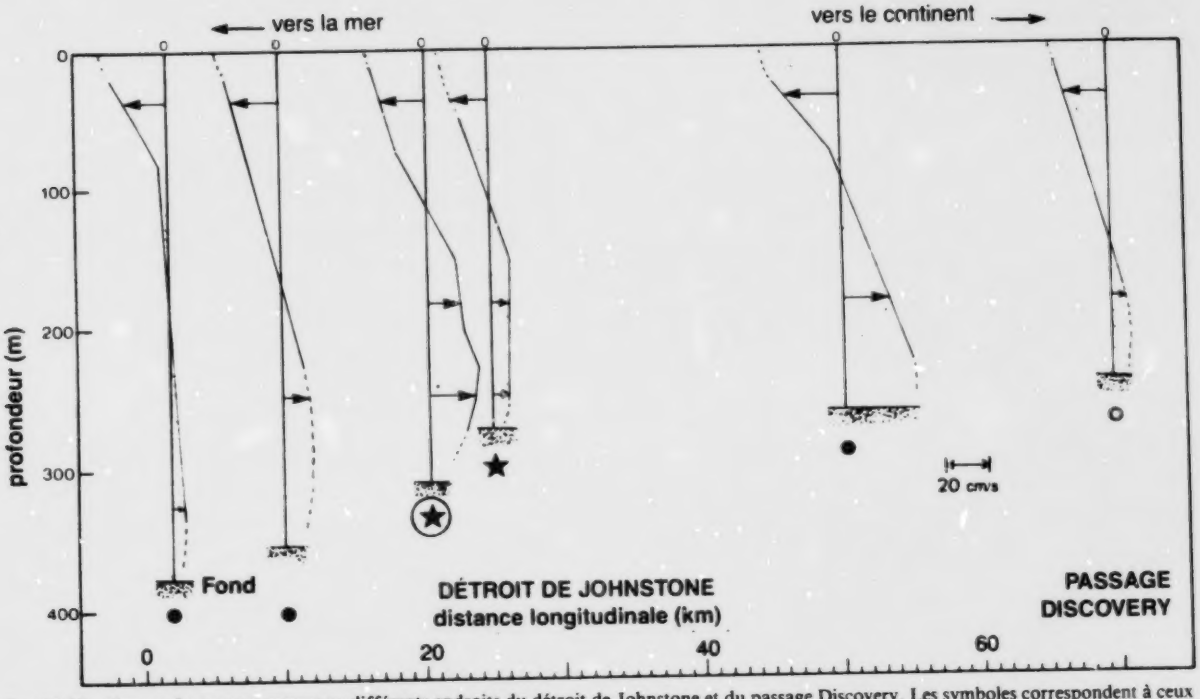


FIG. 12.10 Coupes du courant moyen en différents endroits du détroit de Johnstone et du passage Discovery. Les symboles correspondent à ceux utilisés à la figure 12.2. Les courants nets vont vers l'ouest dans la couche supérieure, vers l'est dans la couche inférieure. Les vitesses sont obtenues en mesurant horizontalement à un niveau choisi, à partir de l'axe vertical, et en comparant cette longueur à l'échelle.

des modifications directes apportées par l'océan. (La circulation estuarienne a été traitée en détail dans le deuxième chapitre.)

La figure 12.11A et B illustre la structure transversale du courant estuarien à deux endroits dans le détroit de Johnstone. Cette structure est probablement représentative de la situation dans le détroit de Johnstone et le passage Discovery, en général, à l'exception d'endroits comme le goulet Seymour, le passage Race et le passage Weynton, où les jets de marée et les fronts viennent perturber la configuration prévue de la circulation des eaux. La principale caractéristique de celle-ci, c'est que dans la couche supérieure qui se déplace vers l'océan, les courants moyens les plus forts se font sentir du côté oriental du chenal alors que dans la couche inférieure qui se déplace vers l'est, les courants les plus forts sont du côté de l'île Vancouver. Cela est dû notamment à la force de Coriolis. De plus, comme ces mesures ont

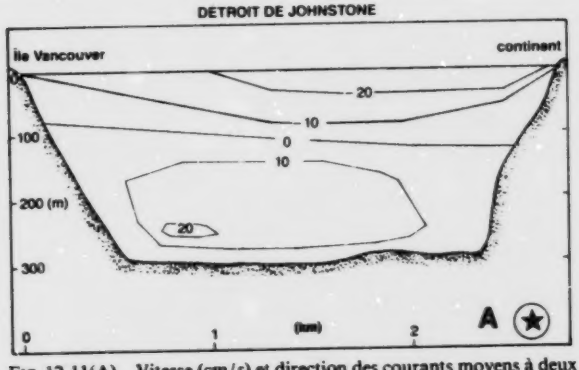


FIG. 12.11(A) Vitesse (cm/s) et direction des courants moyens à deux endroits situés de part et d'autre du détroit de Johnstone, (A) de février à juin 1973.

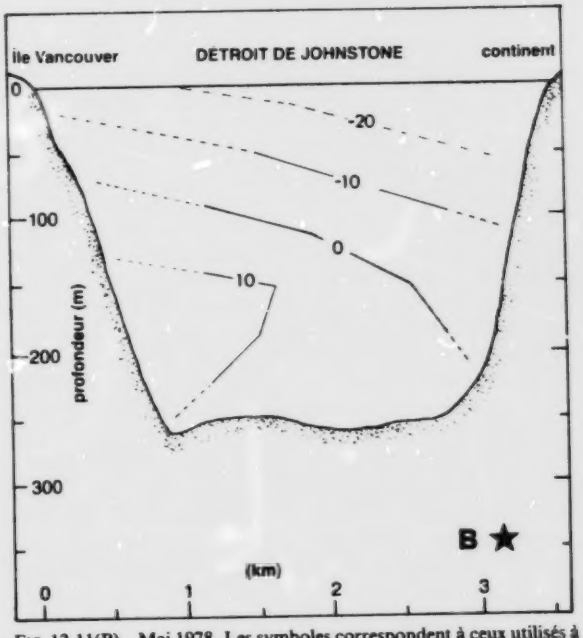


FIG. 12.11(B) Mai 1978. Les symboles correspondent à ceux utilisés à la figure 12.2. Dans la zone supérieure ombrée, la circulation nette de l'eau se fait vers l'ouest (valeur négative); dans la zone inférieure, cette circulation se fait vers l'est (valeur positive). Les lignes discontinues représentent des valeurs moins bien définies de la vitesse.

été prises là où le chenal a une courbure prononcée, l'inertie de l'eau a été un facteur important dans la production de courants de surface plus forts du côté du continent. L'effet combiné de la rotation de la terre et de la courbure du chenal est davantage mis en évidence par la déviation vers le bas de la ligne de vélocité nulle (0) qui sépare le courant sortant vers l'ouest, dans la couche supérieure, du courant entrant vers l'est, dans la couche inférieure. La déviation de cette ligne est plus importante dans la figure 12.11A à cause de la plus grande courbure du chenal. En outre, la largeur de la couche supérieure varie fort peu le long du chenal, sauf dans les passes étroites du détroit. En conséquence, la vitesse superficielle de la composante estuarienne du courant est généralement d'environ 20 cm/s (0,4 kn) dans presque tout le détroit de Johnstone et le passage Discovery. Inversement, la largeur de la couche inférieure subit d'importantes variations le long du chenal en raison, principalement, des différences de profondeurs. Cela entraîne des écarts prononcés dans la vitesse du courant non influencé par la marée, en profondeur, le long des deux chenaux (fig. 12.10).

Recommandation : Un bateau lent qui met plus d'une journée à franchir une distance donnée dans le détroit de Johnstone ou le passage Discovery doit toujours rester bien à droite du milieu du chenal. Le bateau pourra ainsi profiter au maximum du courant estuarien en allant vers l'ouest, et de la résistance réduite de ce courant en allant vers l'est.

COURANTS DE MARÉE ET COURANTS RÉSIDUELS

Voyons maintenant quelle est la contribution du courant de marée par rapport à celle du courant estuarien. De façon générale, on peut dire qu'en l'absence de toute dérive de surface due au vent, ces deux courants sont pratiquement responsables de toute la variabilité et de la vitesse des courants observées.

Les courants de marée sont directement associés à la montée et à la descente de la marée; ils ne produisent aucune dérive nette significative sur une période de quelques cycles de marée, sauf lorsqu'ils sont déviés par la topographie du fond ou la ligne de rivage, pas plus que les marées ne produisent de changement net dans la profondeur de l'eau. Évidemment, en réalité ceux qui font les prévisions des marées additionnent les courants de marée purs et les courants résiduels pour obtenir une sorte de courant de marée hybride, procédé qui peut facilement entraîner des erreurs, sauf si les courants résiduels demeurent quasi constants durant des semaines et des mois. Mais comme les courants résiduels sont rarement constants en raison de la variabilité des divers mécanismes qui les produisent, les prévisions des courants sont souvent inexactes, particulièrement pour les étales de pleine ou de basse mer.

Il y a plusieurs choses à noter dans la combinaison du courant de marée et du courant résiduel de la figure 12.9b. Par exemple, les reflux sont bien plus forts que les flux, et la force maximale de ces courants varie régulièrement sur une période de 15 jours, comme les marées. Au milieu du chenal, le plus grand des deux reflux quotidiens a généralement une vitesse supérieure à 50 cm/s (1 kn), qui atteint même quelquefois 75 cm/s (1,5 kn) pendant les marées de vive eau. Inversement, le plus grand des deux flux a toujours une vitesse inférieure à 50 cm/s tandis que le flux le plus faible ne produit rien de plus qu'une courte période d'étale de courant aux environs de la marée haute. En fait, plusieurs jours peuvent s'écouler avant qu'un courant de flux appréciable apparaisse dans le détroit de Johnstone et le passage Discovery. À moins de 500 m de chacune des rives, la vitesse du courant net diminue, si bien qu'à n'importe quel moment la vitesse du courant près du rivage est d'environ 20 % plus faible que dans le milieu du chenal. De plus, les courants de surface sont généralement plus faibles du côté de l'île Vancouver que du côté du continent.

La figure 12.9b indique que les courants de reflux de surface ont une durée beaucoup plus longue que les courants de flux; de 8 à 10 h pour les courants de reflux par opposition à 2 à 4 h pour ceux du flux. Au milieu du chenal, néanmoins, les courants de flux et de reflux maximaux se produisent respectivement toujours à moins de 1/2 h de la pleine ou de la basse mer locale, sauf par grand vent. À l'extérieur du milieu du chenal, les périodes de courants de flux et de reflux maximaux sont de plus en plus décalées avec la distance et peuvent atteindre une heure de retard sur les rives. Le tableau 12.3 indique les décalages des courants de marée en différents endroits le long du détroit de Johnstone et du passage Discovery, d'après les observations faites entre 1976 et 1978.

TABLEAU 12.3 Décalage des courants de flux et de reflux dans le détroit de Johnstone. Le temps (en minutes) pour une phase particulière du flux (par exemple le flux maximal), est donné par comparaison de l'apparition de cette phase à l'extrémité occidentale du détroit de la Reine-Charlotte. De plus le tableau donne aussi le décalage pour une phase spécifique du reflux. Par exemple, le flux maximal se produit environ 160 min plus tard à l'extrémité septentrionale du passage Discovery que dans le détroit de la Reine-Charlotte.

	Détroit de la Reine-Charlotte	Détroit de Johnstone			Passage Discovery	
	ouest	ouest	centre	est	nord	Goulet Seymour
Flux	0	100	110	140	160	170
Reflux	170	70	60	30	10	0

Il existe un autre aspect important de la relation entre les courants de marée et les marées dans le détroit de Johnstone et le passage Discovery. Le plus fort des deux courants de flux quotidiens n'est pas directement lié à la plus forte des deux marées hautes, et le plus fort des deux courants de reflux n'est pas directement associé à la plus faible des deux marées basses quotidiennes Une règle doit être établie, d'après les prévisions des marées, pour prévoir (du moins qualitativement) les courants de marée faibles ou forts.

Règle concernant les courants de flux Si le flux suit une basse mer inférieure il sera le plus fort des deux flux pour la période spécifique de 25 h; si le flux suit une basse mer supérieure il sera le plus faible des deux flux de ce jour. Plus la différence de hauteur entre les deux

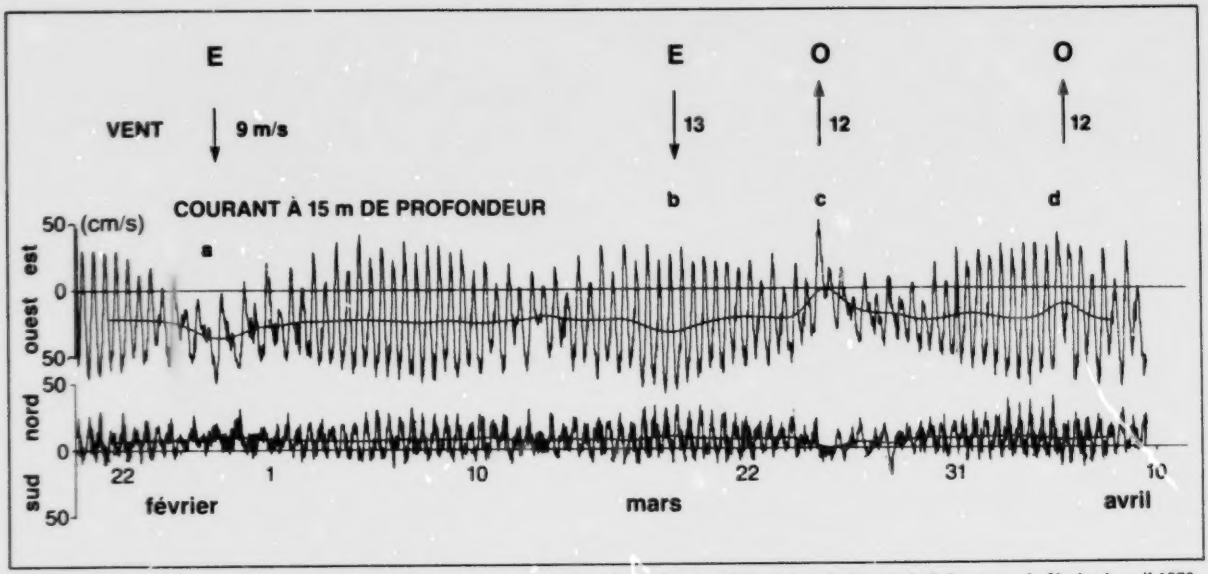


FIG. 12.12 Variations de la vitesse et de la direction des courants à 15 m de profondeur (50 pi) dans le détroit de Johnstone, de février à avril 1973, à l'endroit marqué par l'étoile encerclée dans la figure 12.2. Le graphique supérieur correspond aux courants longitudinaux; celui du bas, aux courants transversaux plus faibles. Les courbes vers le haut indiquent les courants de flux, celles vers le bas les courants de reflux. La ligne continue qui traverse les courbes des cycles de flux et de reflux représente le courant résiduel persistant vers l'ouest et le nord (comme un reflux persistant). Le courant résiduel a été perturbé à quatre occasions (a) à (d) par de forts vents; les chiffres à côté des flèches indiquent la vitesse du vent (m/s). Les flèches orientées vers le bas correspondent à des vents d'est, celles orientées vers le haut à des vents d'ouest.

marées basses est grande, plus la différence entre la force des deux flux est grande.

Règle concernant les courants de reflux Si le reflux suit une pleine mer supérieure il sera le plus fort des deux reflux pour la période spécifique de 25 h, mais si le reflux suit une basse mer supérieure, il sera le plus faible des deux reflux de ce jour. Plus la différence entre les deux marées hautes est importante, plus la différence entre la force des deux reflux est grande.

Il y a évidemment des exceptions à cette règle, mais en général la direction et la vitesse du courant sont étroitement liées à la hauteur de la marée 6 h auparavant. La séquence des courants de surface varie mais suit toujours la configuration quotidienne des marées, flux important, reflux important, flux faible, reflux faible, bien qu'il n'y ait habituellement qu'une mince différence entre la force de deux reflux consécutifs.

COURANTS DE VENT

Des courants de surface appréciables peuvent être engendrés par le vent si la force et le fetch de celui-ci sont suffisamment grands. Les chenaux longs et étroits que forment le détroit de Johnstone et le passage Discovery sont propices à ce type de courant.

La figure 12.12 illustre quatre périodes au cours desquelles la configuration « normale » des courants a été perturbée. Les relevés des vents dans la région indiquent que ces quatre périodes correspondent à des moments où de forts vents ont soufflé le long du chenal à une vitesse moyenne de plus de 7 m/s (14 kn), pendant plus de 24 h. Le changement le plus spectaculaire dans la configuration normale des courants s'est produit vers le 27 mars, lorsque les flux ont été sensiblement renforcés. Selon les données sur les vents, cela correspond à la période des plus fortes tempêtes de la saison, alors que des vents d'ouest ont soufflé vers l'amont à une vitesse moyenne de plus de 10 m/s (20 kn) pendant 3 jours. À son apogée, cette tempête a provoqué un courant de dérive vers l'intérieur des terres à plus de 20 cm/s (0,4 kn), et comme les courants étaient mesurés à 15 m de profondeur, il est probable que les courants de vent en surface atteignaient une vitesse d'environ 30 cm/s (0,6 kn) ou environ 3 % de la vitesse moyenne du vent. (Malheureusement, dans ces parages les mesures de surface ne peuvent pas être prises par des instruments amarrés à cause des risques d'endommagement par les bateaux.) Un cas un peu différent s'est produit vers le 27 février, alors que les vents soufflaient vers l'aval (de l'est). À ce moment, les courants de reflux étaient renforcés par le vent et pendant quelques jours il n'y a pas eu de courants de flux.

Les constatations ci-dessus appellent certaines remarques générales sur les courants dans le détroit de Johnstone et le passage Discovery. En hiver lorsque les vents dominants viennent du sud-est, les courants de vent ont tendance à renforcer les courants de reflux et donc à réduire la force et la durée des courants de flux. Cette influence est moins fréquente en été, alors que les vents dominants du nord-ouest ont tendance à renforcer le flux et assurent, par conséquent, une inversion quotidienne régulière du régime de circulation de l'eau.

AUTRES TRAITS CARACTÉRISTIQUES DES COURANTS

Certaines caractéristiques générales de la configuration des courants dans ces chenaux septentrionaux ont déjà été décrites. Venons-en maintenant à certains aspects particuliers.

L'une des caractéristiques les plus surprenantes des observations de courants, jusqu'à présent, c'est qu'il ne semble guère avoir d'influx par les entrées des chenaux qui aboutissent au détroit de Johnstone ou au passage Discovery du côté du continent. Les courants forts sont donc surtout confinés aux bassins principaux, sauf dans les passes très étroites comme les rapides Yuculta et Dent, plus vers l'intérieur des terres. À l'entrée du chenal Sunderland, au nord de Kelsey Bay, par exemple, les courants de surface étaient presque inexistants au moment où les courants dans le détroit de Johnstone, moins de 500 m au sud, de l'autre côté de l'île Yorke (fig. 12.2), avaient une vitesse de près de 100 cm/s (2 kn). Les mesures relevées au chenal Nodales, qui rejoint l'extrémité nord du passage Discovery, révèlent aussi des courants faibles par rapport à ceux des chenaux principaux vers l'ouest. Par conséquent, il semble évident que les courants de marée le long du détroit de Johnstone et du passage Discovery empruntent les larges chenaux et que les courants se ramifient peu.

Les brefs mesurages de la vitesse du courant, à 500 m de profondeur, à l'extrémité ouest du détroit de Johnstone, indiquent que les courants de marée du passage Weynton pénètrent dans le profonds du bassin durant le flux. Il en résulte un front d'eau avançant vers l'est, accompagné d'un fort jet qui remonte le chenal le long du fond, à une vitesse maximale de plus de 1,5 m/s (3 kn). Une laisse de marée bien définie marque généralement le front d'attaque des eaux qui pénètrent dans le détroit par les passages adjacents. La formation d'un fort jet pénétrant est analogue, dans ce cas, à celle décrite pour l'inlet Rupert dans le chapitre 3, avec des courants de flux à flottabilité négative qui descendent vers le fond en pénétrant dans l'eau moins dense du détroit.

À l'autre extrémité du profond bassin occidental du détroit de Johnstone, certains des plus vigoureux brassages de la marée de la côte se produisent au-dessus du seuil situé à environ 70 m de profondeur dans les passages Race et Current, du côté de Kelsey Bay (voir figures 12.3, 4, 5). Dans les passages confinés, les courants tourbillonnants de flux et de reflux peuvent atteindre une vitesse de 3 m/s (6 kn) et il n'y a que peu d'espace de manoeuvre pour les grands navires ou les remorqueurs. Ces facteurs ont provoqué l'établissement d'une double circulation maritime, au voisinage de l'île Helmcken : les bateaux allant vers l'ouest doivent emprunter le passage Current, tandis que les bateaux qui vont vers l'est passent par le passage Race (voir la carte n° 3523). Les plaisanciers doivent prendre note que les heures d'étale de courant dans le passage Race se produisent presque au même moment qu'au goulet Seymour, malgré les 65 km de distance, et qu'elles peuvent donc être relevées dans les annuaires de marées. Cela vaut aussi pour l'étale de basse mer dans le passage Current, mais étonnamment pas pour l'étale de pleine mer. Pour quelque raison (probablement la différence d'inertie des courants de flux dans chacun des chenaux), le reflux dans le passage Current se produit près de 75 min plus tôt que dans le passage Race! C'est probablement cette particularité qui donne une laisse de marée bien définie du nord-ouest au sud-est juste à l'ouest de l'île Hardwicke, lors du reflux; les eaux du côté septentrional de la ligne de démarcation peuvent refluer vers l'ouest pendant que celles du sud s'écoulent un peu plus lentement vers l'est ou vers l'ouest. Au retour du flux, la lente progression vers l'ouest de la laisse de marée est arrêtée, incurvée, et orientée vers Kelsey Bay, le long de la rive de l'île Vancouver. Les eaux qui suivent le front se distinguent par leurs bouillonnements turbulents et par la mer clapoteuse qui les accompagne et qui se brise sur le front d'attaque de la zone de convergence. Enfin, la laisse de marée entre dans les deux passages où elle est balayée par le retour du flux.

La caractéristique la plus intéressante des courants est peut-être la présence d'une forte marée interne qui se propage vers l'ouest dans le profond bassin occidental du détroit. Une analyse des données des courantomètres pour ce bassin (Thomson et Huggett 1980) indique que ces longues vagues internes, de période maréale, sont continuellement engendrées par les mouvements de flux et de reflux de la marée astronomique au-dessus du haut seuil situé juste à l'ouest de Kelsey Bay. À moins de 10 km du seuil, ces marées internes produisent des courants longitudinaux qui varient avec la profondeur et qui atteignent, dans la couche d'eau supérieure, une vitesse d'environ 20 cm/s (0,4 kn), ce qui explique la différence prononcée de la force des courants de marée dans les couches supérieures et inférieures. Néanmoins, malgré l'amplitude de ces mouvements internes, moins de 3 % de l'énergie totale charriée vers l'est par l'onde de marée astronomique, qui se propage vers le continent, contribuent à la génération des courants sur le seuil. Les marées internes elles-mêmes sont rapidement

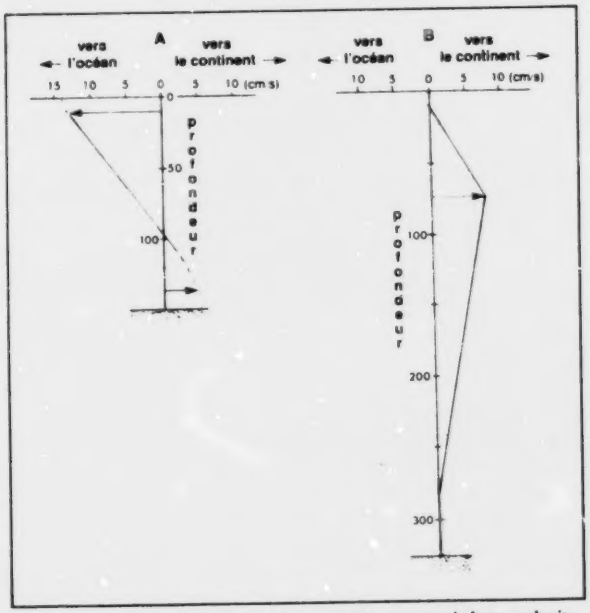


FIG 12.13 Vitesse et direction des courants moyens à deux endroits, dans la partie occidentale du détroit de la Reine-Charlotte, côté nord, A, côté sud, B, de janvier à mai 1977. (Pour la localisation des emplacements, voir la figure 12.2). Le courant net est généralement orienté vers l'océan (à l'ouest) du côté nord et vers la terre (à l'est) du côté sud.

affaiblies par le frottement en avançant vers le détroit de Broughton, et la vitesse du courant diminue de $^1/_3$ sur une simple longueur d'onde, soit sur une distance de 25 km. À mi-chemin du chenal de 100 km de long, toutes les traces des marées internes ont disparu.

Détroit de la Reine-Charlotte

Les connaissances actuelles de la configuration des courants dans cette région reposent sur les vitesses de courant relevées, pendant 4 mo, à l'extrémité ouest du bassin principal (fig. 12.2). Les configurations des courants ont essentiellement la même forme que celles du détroit de Johnstone — courants de marée, courants estuariens et courants de vent. Toutefois, à cause de la grande largeur du détroit de la Reine-Charlotte, tous les courants, sauf ceux provoqués par le vent en surface, sont beaucoup moins rapides que dans le détroit de Johnstone.

Dans la partie moins profonde du nord du détroit, la composante estuarienne du courant était orientée vers l'océan à une profondeur d'environ 100 m, avec une vitesse maximale près de la surface d'environ 15 cm/s (0,3 kn). L'extrapolation des données indique que les

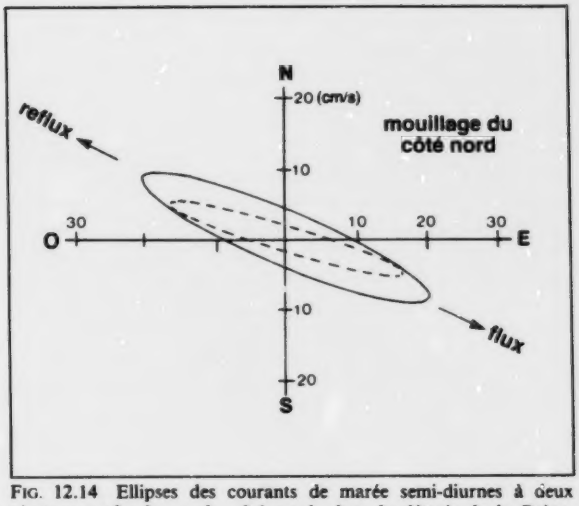


FIG. 12.14 Ellipses des courants de marée semi-diurnes à deux niveaux profondeurs, du côté nord, dans le détroit de la Reine-Charlotte. La ligne continue correspond à l'ellipse à 15 m de profondeur; la ligne discontinue à celle de 75 m. Les vitesses sont en cm/s, et les courants tournent dans le sens horaire autour des ellipses (Voir courants giratoires, dans le chapitre 3).

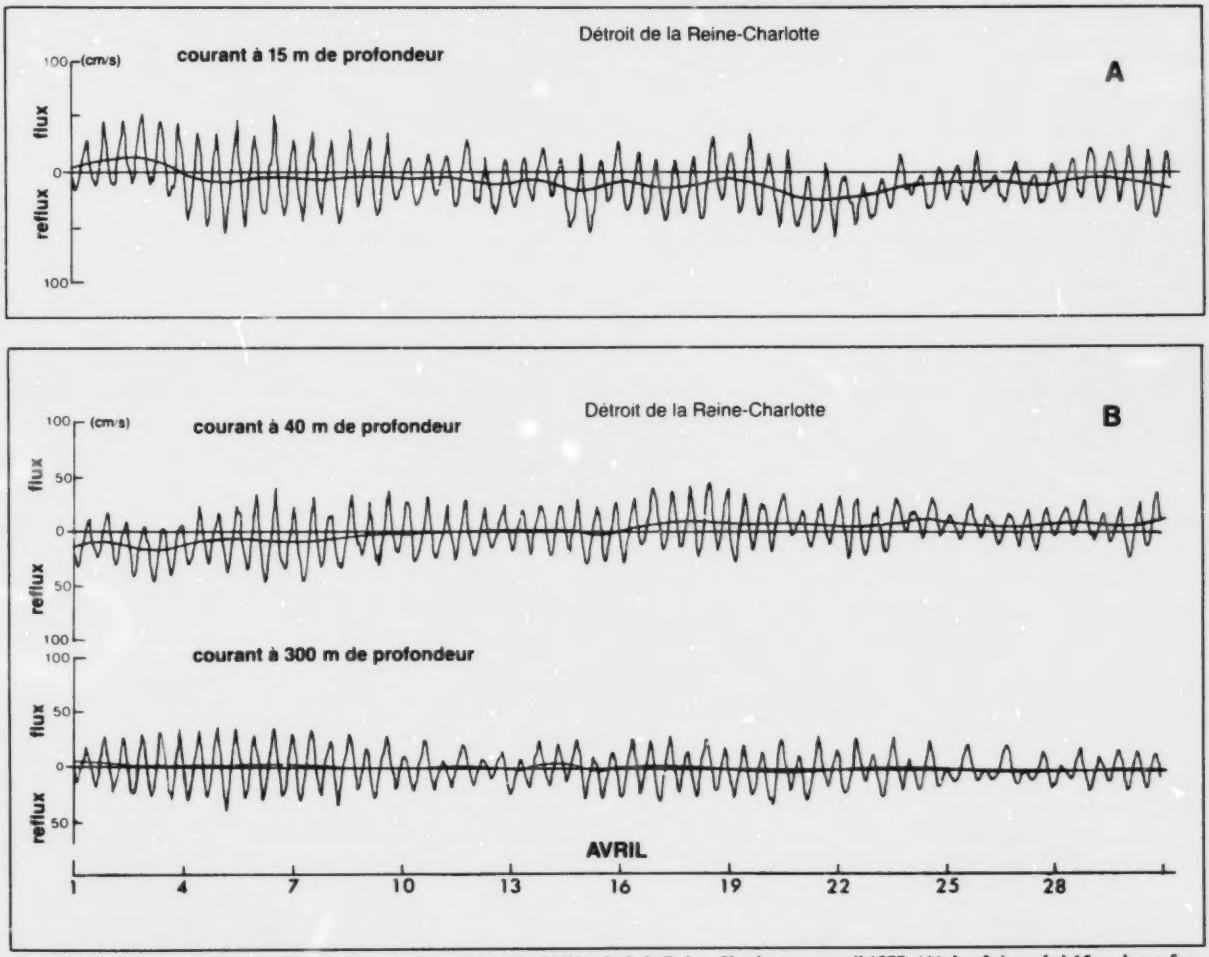


FIG. 12.15 Courants le long du chenal à l'extrémité occidentale du détroit de la Reine-Charlotte, en avril 1977, (A) du côté nord, à 15 m de profondeur, (B) du côté sud, à 40 m et 300 m de profondeur. Le courant résiduel est représenté par la ligne qui traverse les courbes plus accentuées des courants de marée.

eaux plus profondes, à 135 m, se dirigeaient vers le continent mais à une vitesse beaucoup plus faible, conformément au type normal de structure estuarienne dans tous les passages côtiers (fig. 12.13A). Dans la partie plus profonde, au sud, la structure estuarienne était complètement différente (fig. 12.13B). Dans ce cas, la dérive moyenne était négligeable jusqu'à 15 m de profondeur, mais ensuite la pénétration de l'eau se faisait beaucoup plus forte jusqu'à environ 250 m. La composante estuarienne était de nouveau affaiblie par la suite à partir de cette profondeur jusqu'au fond, à environ 330 m. Si ces données sont représentatives du détroit de la Reine-Charlotte, cela signifie que les eaux de surface, de faible densité, qui sortent du détroit de Johnstone avancent vers l'océan par la moitié nord du bassin. Inversement, les eaux océaniques de plus forte densité qui descendent vers les parties plus profondes du détroit de Johnstone, avancent graduellement vers l'est à des profondeurs moyennes du côté sud du détroit de la Reine-Charlotte. Une grande partie de cette eau océanique. semble se déplacer par le chenal Goletas et, suivant la bathymétrie du détroit, continue vers l'est le long de la profonde dépression qui se termine au nord de l'île Malcolm. À la période de pointe de la fonte des neiges, au début de l'été, le courant estuarien est probablement renforcé dans la couche superficielle et la circulation de l'eau vers l'océan s'accentue sur toute la largeur du détroit.

Les courants de marée dans le détroit sont mixtes, surtout semi-diurnes, de sorte que les deux flux et les deux reflux se produisant chaque jour lunaire ont généralement une force inégale. Le plus grand flux et le plus grand reflux quotidiens ont généralement une vitesse variant de 20 à 25 cm/s (0,4 à 0,5 kn) mais atteignent jusqu'à 30 cm/s durant les grandes marées de vive eau. (Évidemment, les vitesses les plus grandes sont atteintes sur les hauts-fonds et dans les passes étroites entre les îles.) Les ellipses de marée sont aplaties et orientées parallèlement à l'axe du bassin, à toutes les profondeurs (fig. 12.14). Par conséquent, les courants de marée au flux se produisent en direction est-sud-est et au reflux en direction ouest-nord-ouest, sauf près du rivage ou des hauts-fonds, et il y a peu de mouvements transversaux. Lorsque la circulation estuarienne s'ajoute à ces courants de marée purs, la structure de la circulation des eaux dans la partie septentrionale du bassin ressemble à une version atténuée de la circulation dans le détroit de Johnstone, avec des courants de reflux plutôt forts et des courants de flux faibles dans les 100 m d'eau supérieurs, et une situation inverse en profondeur (fig. 12.15A). Sauf durant les mois d'été, les courants de surface dans la moitié méridionale du bassin ne connaissent pas cette déviation en faveur des courants de reflux (fig. 12.15B).

La dérive de surface engendrée par le vent dans les grands bassins océaniques, comme le détroit de la Reine-Charlotte, a été analysée dans les chapitres 4 et 10. Le seul commentaire à ajouter ici c'est que les vents du nord-ouest dominants en été ont tendance à produire des courants de dérive qui contrecarrent le mouvement net de l'eau vers l'océan dans la couche supérieure. Par vents modérés à forts, les courants de flux deviennent comparables, en force et en durée, aux courants de reflux. L'effet inverse se produit en hiver avec des vents dominants du sud-est et, comme dans le détroit de Johnstone, il peut y avoir des périodes de quelques jours de flux faibles ou nuls. Seules d'autres études océanographiques permettront de découvrir plus de détails sur la configuration des courants dans le détroit de la Reine-Charlotte.

CINQUIÈME PARTIE OCÉANOGRAPHIE DES EAUX DU LARGE

Chapitre 13. Région océanique

Jusqu'ici, l'étude a surtout porté sur l'océanographie des eaux côtières abritées. Nous parlerons maintenant des eaux exposées, au large de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington (fig. 13.1), où l'océan est caractérisé par des mouvements de la croûte océanique, des courants de marée giratoires, une houle constante, des grands courants de dérive sinueux, et des masses d'eau distinctes.

Tectoniques des plaques

La marge continentale de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington est une région tectonique active par suite des tensions interactives entre les plaques lithosphériques Pacifique, Nord-Américaine, Explorer et Juan de Fuca (voir fig. 1.12). Ces plaques (chapitre 1) sont des dalles géantes aboutées qui flottent sur l'asthénosphère. Les limites entre les plaques sont constituées par une grande faille, un réseau de dorsales océaniques et une zone de subduction qui s'entrecoupent pour former une « triple jonction » au nord-ouest de l'île Vancouver. Au nord-ouest de ce point de rencontre, les roches de la croûte océanique du système de la dorsale Explorer, long de 150 km, se déplacent vers le nord par rapport à la plaque Nord-Américaine, parallèlement à la faille Reine-Charlotte. Cette faille se trouve dans une des plus importantes zones de dislocation au

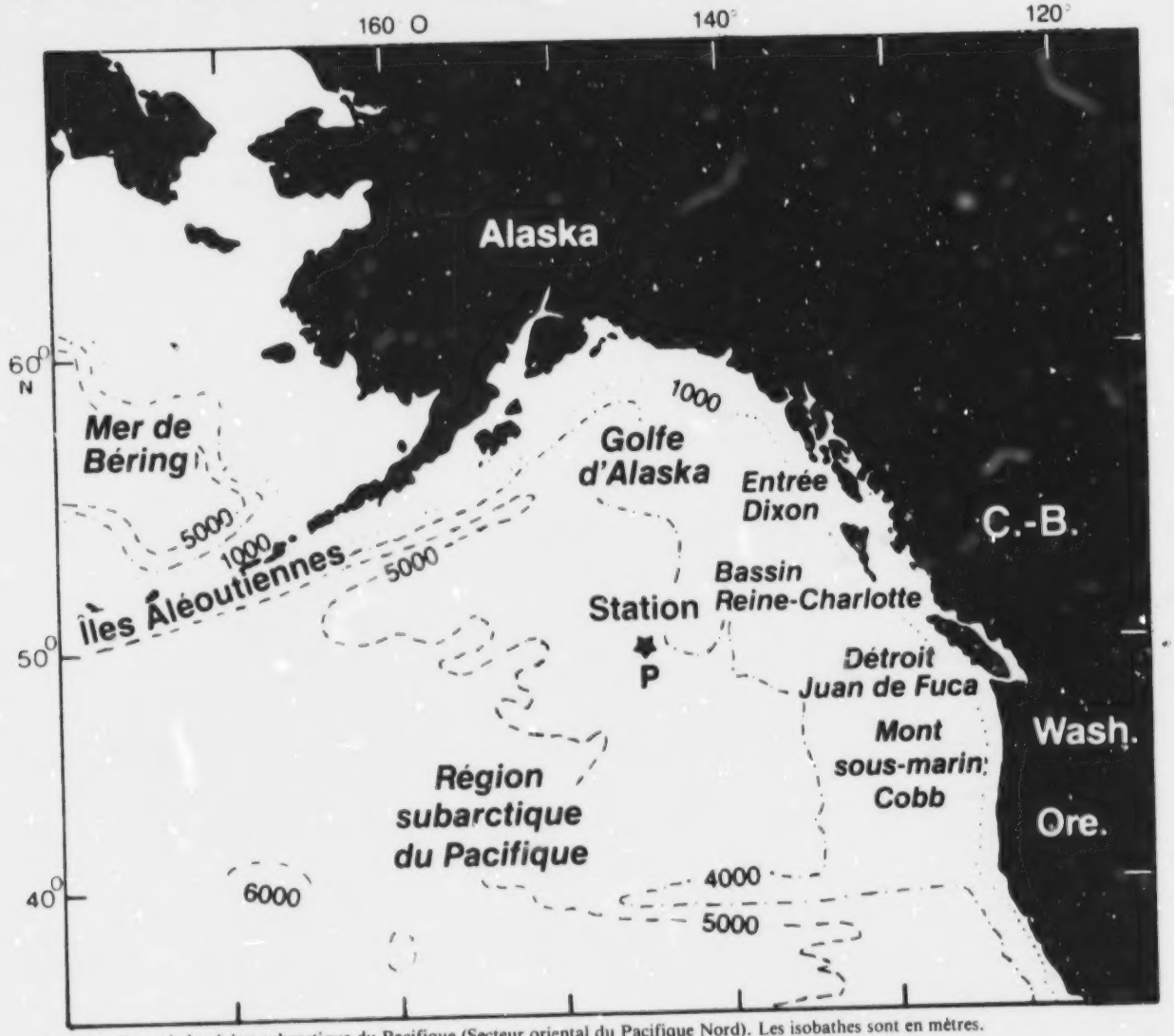


FIG. 13.1 Carte de la région subarctique du Pacifique (Secteur oriental du Pacifique Nord). Les isobathes sont en mètres.

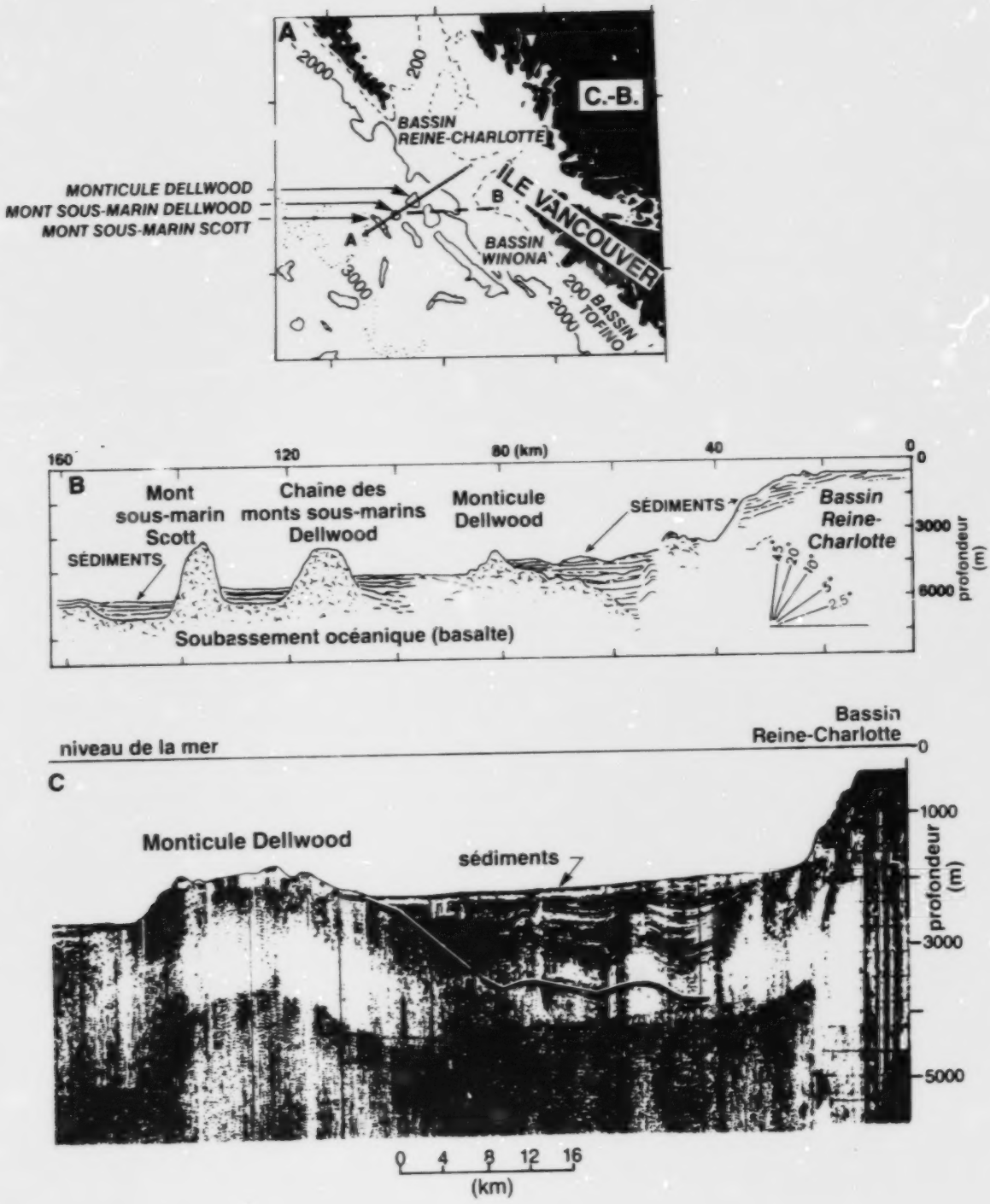


FIG. 13.2 (A) Relevés sismiques faits au-dessus de la marge continentale septentrionale au large du bassin Reine-Charlotte. En (B), coupe océanographique le long de la ligne « A ». Elle montre le pendage des sédiments au large sous la plate-forme continentale, la strate ondulée à la base du talus continental, et le barrage que constituent le monticule Dellwood et les chaînes de monts sous-marins pour les sédiments. L'échelle dans le bas à droite donne les angles véritables du relief (l'échelle verticale de la coupe étant exagérée). En (C), la coupe le long de la ligne « B » montre les sédiments profonds du bassin Winona au pied du talus. La ligne grasse indique la profondeur probable du soubassement rocheux sous les sédiments. (Avec l'autorisation de D.L. Tiffin)

monde et est le centre de nombreux tremblements de terre importants. Au sud de la triple jonction, les roches océaniques de la plaque Juan de Fuca et de sa sous-plaque : la plaque Explorer, formées dans le réseau de dorsales (la dorsale Explorer et sa continuité sud-ouest, la dorsale Juan de Fuca) se déplacent vers l'est par rapport à la plaque Nord-Américaine à environ 4 cm/a. Au point de convergence, approximativement au pied du talus continental, la croûte océanique descend sous la croûte continentale dans une zone de subduction. Le matériau cortical ainsi résorbé se liquifie finalement pour produire une intrusion dans la croûte continentale sus-jacente. Les volcans actifs tels que les monts St. Helens et Baker ont été formés par l'émergence de ce matériau en surface.

Physiographie

À l'est, la côte ouest du Pacifique est bordée par la chaîne Côtière escarpée, qui s'élève à plus de 2 000 m, à moins de 70 km de l'océan, et est entrecoupée de nombreux fjords, baies et détroits. À l'ouest de ces montagnes, se trouve la chaîne de montagnes segmentée qui forme la saillie de l'Alaska, les chaînons Reine-Charlotte, l'île Vancouver et la péninsule Olympic. Cette chaîne de montagnes est coupée par trois dépressions principales : l'entrée Dixon, le bassin Reine-Charlotte et le détroit Juan de Fuca. Les chaînons Reine-Charlotte, île Vancouver et Olympic atteignent respectivement des altitudes maximales de 1 200, 2 200 et 2 400 m.

Le haut plateau continental qui borde la côte varie considérablement de largeur. Il est presque inexistant au large des îles Reine-Charlotte où le talus continental descend précipitamment à plus de 2 500 m, à moins de 30 km du rivage. Depuis des millions d'années, les sédiments provenant de l'érosion des terres adjacentes ont comblé la cuvette Reine-Charlotte, au pied du talus, en formant une couche horizontale de plus de 1 000 m d'épaisseur (fig. 13.2). À l'ouest de l'île Vancouver, la plate-forme continentale s'élargit de 20 km au nord à 80 km au sud, avec un élargissement supplémentaire jusqu'à 100 km au large de la côte de l'État de Washington. La plate-forme est un immense piège à sédiments qui, à certains endroits, recouvre 3 000 m de matériaux colluviaux ou glaciaires transportés vers l'océan au cours des 60 derniers millions d'années. Les failles dans la plate-forme continentale ont été causées soit par la glaciation, au temps où le niveau de la mer était bien inférieur à ce qu'il est aujourd'hui, soit par fracturation le long des failles de la croûte terrestre.

L'élargissement de la plate-forme continentale du nord au sud s'accompagne généralement d'une diminution de l'angle du talus continental dont la topographie est loin d'être inexpressive. De nombreuses cuvettes et crêtes y courent parallèlement à la côte, et de nombreux canyons traversent le talus. Il y a environ une trentaine de ces canyons profonds entre le cap St. James et le cap Flattery, soit un en moyenne tous les 20 km.

Le glacis continental, légèrement incliné, qui se trouve généralement au pied du talus continental sensiblement plus abrupt est, la plupart du temps, absent sur la côte ouest. Les principales exceptions sont le cône alluvial de Nitinat, à l'entrée des canyons qui partent du détroit Juan de Fuca, et les plus petits cônes alluviaux à l'ouest des canyons au sortir du bassin Reine-Charlotte. La profondeur de l'eau augmente graduellement vers l'ouest et dépasse 4 000 m au-dessus de l'immense plaine abyssale située à plus de 1 500 km de la côte.

Propriétés de l'eau

La densité de l'eau de mer, dans le nord-est du Pacifique, est déterminée par la concentration de sel plutôt que par la température. Les océanographes ont donc été en mesure de définir plusieurs domaines océanographiques d'après la structure de salinité, comme le montre la figure 13.3 : le domaine de la dilution, ou le débit d'eau douce de la côte a dilué la couche supérieure de l'océan; le domaine de la remontée, près de la côte, de la Californie à la Colombie-Britannique, où les vents du nord-ouest provoquent la remontée des eaux froides plus profondes en surface; le domaine de la transition, qui marque un changement graduel des propriétés de l'eau entre les régions subtropicales et subarctiques; et le domaine de crête, où la densité forme un dôme ascendant au coeur du golfe d'Alaska, et où les courants circulent en sens antihoraire.

La courbe isohaline 32,6 ‰ est utilisée pour délimiter la pénétration maximale de l'écoulement côtier vers l'ouest, et s'établit normalement à plusieurs centaines de kilomètres au large de la côte. Cette courbe se trouve beaucoup plus à l'ouest de la côte en été et en automne qu'en hiver et au printemps, à cause du débit des rivières de la côte qui est beaucoup plus grand pendant les mois d'été qu'en hiver. La salinité de la surface de la mer a tendance à être tachetée de grandes

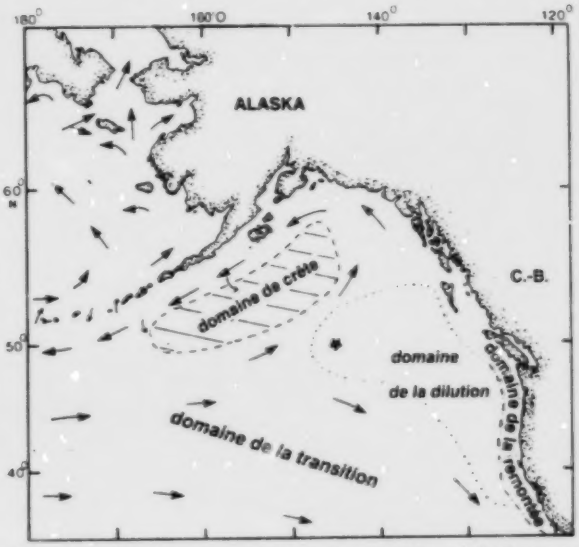


FIG. 13.3 Étendue approximative des domaines océaniques et directions des courants dominants dans la région subarctique du Pacifique. L'étoile représente la station océanographique P. (D'après Favorite *et al.* 1976)

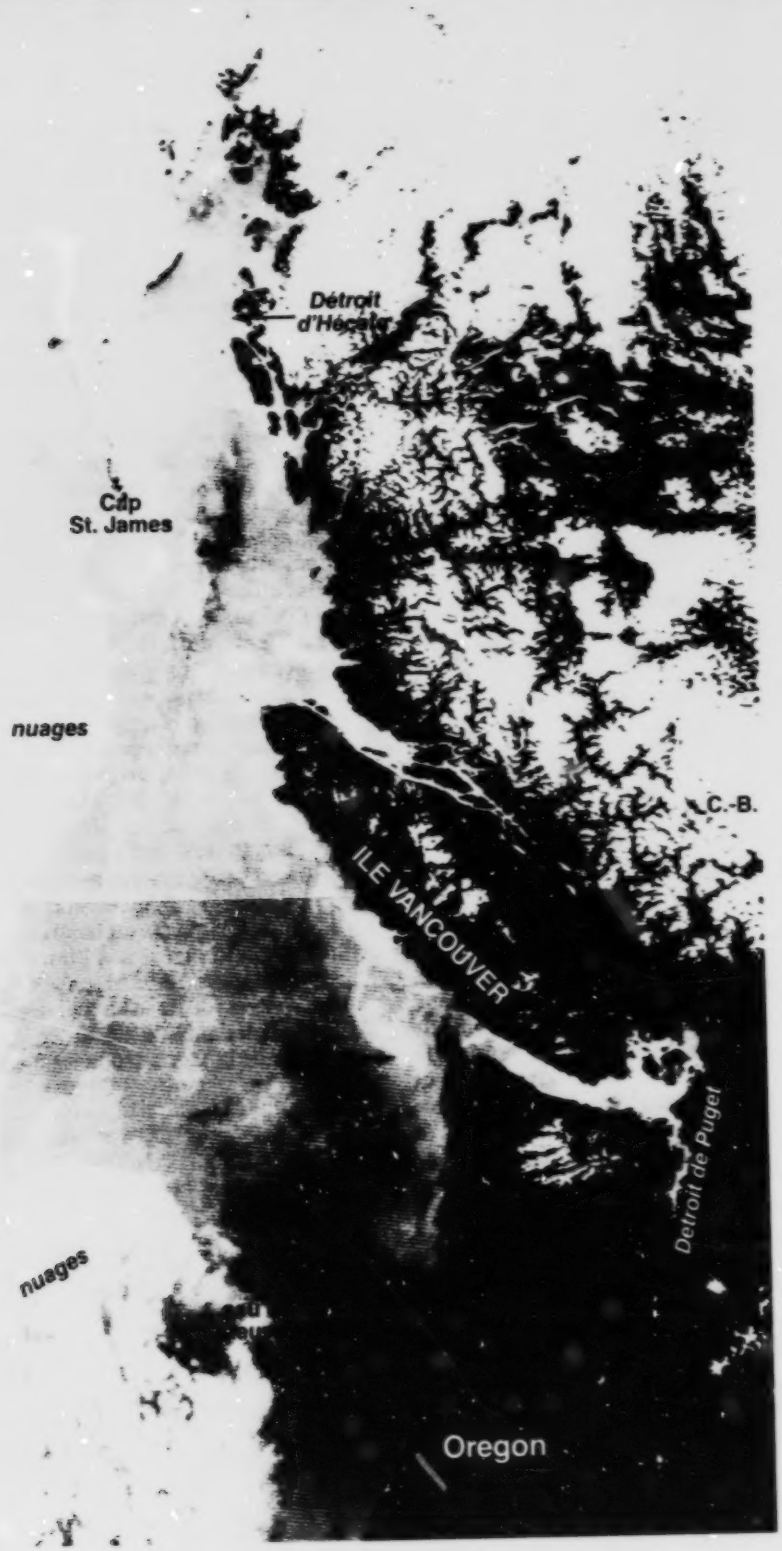


FIG. 13.4 Mouvement des eaux de surface froides au large de l'île Vancouver (images satellitaires à l'infrarouge de NOAA, le 9 septembre 1975). Les eaux côtières plutôt froides semblent blanchâtres au large de la côte de la Colombie-Britannique, les eaux chaudes paraissent plus foncées. Les régions pâles au large de l'État de l'Oregon représentent probablement des eaux froides qui sont remontées. (Avec l'autorisation de S. Tabata)

flaques d'eau saumâtre, entourées d'eau d'origine non côtière, d'une salinité considérablement plus forte. Des images satellitaires à l'infrarouge (fig. 13.4) montrent souvent un déplacement de l'eau froide saumâtre des régions côtières abritées vers la plate-forme et le talus continentaux de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington.

Dans le domaine de la remontée, qui s'étend de l'île Vancouver jusqu'au sud de la Californie, les températures moyennes en surface l'été peuvent être de 5°C plus froides, et les salinités moyennes 0,1 à 0,3 ‰ plus élevées que dans les régions voisines plus au large. Au cap St. James, au nord de la région de la remontée, les salinités de surface atteignent leur maximum entre octobre et décembre, et leur minimum entre juillet et septembre. Inversement, les eaux de surfaces voisines de l'île Vancouver sont plus salines de juillet à août, lorsque la remontée prévaut le long de la côte, et moins salines de novembre à février, lorsque le débit des rivières de l'île Vancouver est au maximum.

Le domaine de crête se trouve au centre du courant giratoire antihoraire de l'Alaska. La montée en dôme des eaux denses (c'est-à-dire salines) est due ici aux vents de la dépression des Aléoutiennes qui provoquent la divergence des eaux dans la centaine de mètres supérieurs et la lente montée des eaux plus profondes, processus qui n'est pas sans relation avec la « remontée ». Ce sont ces mouvements ascendants qui, de concert avec la rotation terrestre, déclenchent les courants horizontaux giratoires — les vents font « tourner » l'océan.

En plus des domaines de masses d'eau, la structure de la salinité, dans le nord-est de l'océan Pacifique, est caractérisée par trois couches ou zones verticales distinctes (voir fig. 2.12). La zone supérieure s'étend jusqu'à environ 100 m de profondeur et constitue la couche de variation saisonnière principale en ce qui concerne presque toutes les propriétés océanographiques comme la température, la salinité, la concentration en oxygène dissous, la distribution du plancton et les substances nutritives. Sous ce niveau, jusqu'à environ 200 m, se trouve l'halocline permanente, une couche d'eau stable qui connaît une augmentation assez importante de la salinité (pour l'océan) soit 1 ‰. Dans la dernière couche inférieure, la salinité et le changement de température s'effectuent plus graduellement vers le fond et ne subissent que de légères modifications au cours des années ou des siècles.

Les salinités de surface dans ce secteur de l'océan Pacifique varient de 33 ‰ au maximum, au milieu de l'océan, à environ 29 à 32 ‰ dans les régions côtières en hiver, avec des minimums de 25 à 30 ‰ au large de l'embouchure du fleuve Columbia et de la côte de l'île Vancouver à la fin du printemps. Dans les plus grandes profondeurs, à environ 4 000 m, la concentration de sel demeure essentiellement invariable à environ 34,8 ‰.

De novembre à mars, les températures moyennes superficielles varient de 10°C au large de l'État de Washington à environ 7°C juste au nord des îles Reine-Charlotte, avec quelques degrés en plus ou en moins. Au coeur de l'été, les températures de l'eau de surface, à l'extérieur de la zone de la remontée, sont d'environ 15 à 16°C au large de l'État de Washington et 12 à 14°C au large de la Colombie-Britannique (voir fig. 2.10). La température diminue rapidement en profondeur et, en dessous de 150 à 200 m est généralement inférieure à 5°C au milieu de l'océan et 7°C près de la plate-forme continentale.

Réchauffement et refroidissement saisonnier

La façon dont la couche supérieure de l'océan emmagasine et libère l'énergie solaire au cours de l'année constitue une bonne illustration de l'interaction entre l'atmosphère et l'océan. Lorsque la structure verticale de la température de l'eau au large de la côte est mesurée en février ou mars, par exemple, il n'y a que peu de différence de la surface jusqu'à environ 100 m de profondeur. Sous cette couche isothermique, entre 100 et 150 m, se produit une diminution de queiques degrés (la thermocline permanente) suivie d'une diminution graduelle des températures jusqu'au fond (fig. 2.12). Les mêmes observations faites en été révèlent une mince couche supérieure d'eau plutôt chaude (12 à 15°C) sous laquelle la température descend rapidement de 5 à 10°C à moins de 50 m (la thermocline saisonnière), suivie elle aussi d'une diminution plus graduelle jusqu'à la thermocline permanente plus faible qui commence autour de 100 m.

En mars, la température de la zone supérieure de la majeure partie du nord-est du Pacifique est uniforme. Avec l'arrivée du printemps, l'énergie solaire absorbée par l'eau de surface durant le jour n'est pas complètement libérée dans l'atmosphère pendant la nuit, de sorte qu'il y a une nette accumulation thermique. Cette eau plus chaude est mélangée vers le fond, par l'action mécanique des vagues de vent et des courants, jusqu'à ce qu'elle atteigne une profondeur où la densité est plus stable ou une profondeur à laquelle l'action mécanique des vagues et des courants est nulle (fig. 13.5A). En été, le réchauffement rapide des eaux de surface est acquis, mais les vents sont trop légers pour que la chaleur emmagasinée descende à plus de quelques dizaines de mètres avant de rencontrer une zone de stabilité. Il en résulte qu'au début d'août, la couche supérieure de 100 m de l'océan se stratifie, avec une couche supérieure isothermique mélangée de 10 à 20 m d'épaisseur (selon les vents) qui recouvre de nombreuses couches où la température diminue rapidement, les thermoclines saisonnières. Sous ces régions de gradient, les températures diminuent plus graduellement jusqu'au sommet de la zone inférieure. Pendant les jours sans vent, en été, les températures peuvent atteindre plus de 20°C dans les quelques centimètres supérieurs de zones très limitées du nord-est du Pacifique, mais ces flaques d'eau chaude sont rapidement dispersées par les vents et le refroidissement de l'air.

Après le mois d'août, la quantité d'énergie solaire dans la partie supérieure du Pacifique du nord-est diminue, l'océan commence à dégager l'énergie emmagasinée et alimente ainsi les tempêtes. Au cours de l'automne et de l'hiver, les vents entretiennent ce processus en produisant des vagues et des courants qui bras-

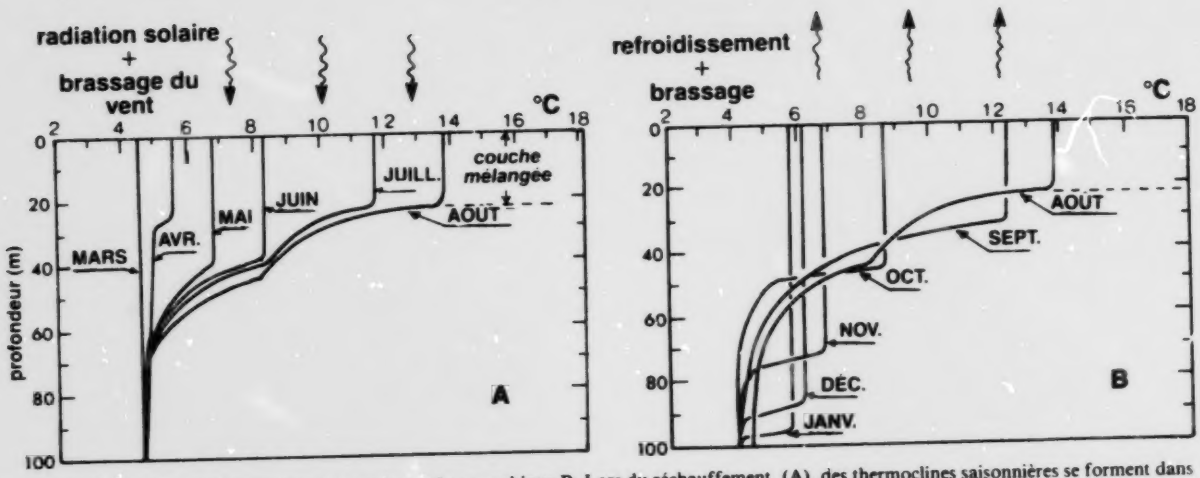


FIG. 13.5 Évolution des thermoclines à la station océanographique P. Lors du réchauffement, (A), des thermoclines saisonnières se forment dans les 100 m supérieurs de la surface de l'océan; durant le refroidissement, (B), les thermoclines perdent leur structure et les couches mélangées descendent vers le fond. (D'après Dodimead *et al.* 1963)

sent l'eau de la zone supérieure en amenant continuellement les eaux plus profondes en contact avec l'air frais, de sorte que la couche d'eau mélangée par le vent s'épaissit (fig. 13.5B). Le dégagement de chaleur, dans la couche d'eau supérieure, est encore accéléré par la présence de l'air froid au-dessus de l'océan qui refroidit rapidement l'eau de surface et entraîne sa descente en dessous des eaux sous-jacentes plus chaudes. Ce mécanisme, connu sous le nom de renversement des eaux, permet à l'eau plus froide de pénétrer en dessous de la zone d'influence directe du vent pour dégrader les gradients de température. Chaque année, vers le mois de janvier, une zone isothermique supérieure se forme au-dessus de l'halocline où elle reste bloquée en raison de la stabilité assurée par la salinité dans la colonne d'eau. À ce moment, le renversement des eaux et le brassage du vent éliminent progressivement les derniers vestiges du réchauffement estival dans les quelque 100 m supérieurs de l'océan jusqu'à ce que, en mars, tout le processus se répète, avec certaines variations toutefois d'année en année. Durant les hivers particulièrement froids, la température de la couche d'eau supérieure peut descendre en dessous de la température au sommet de la thermocline permanente, comme l'inversion illustrée à la figure 2.12 l'indique, et former une couche d'eau plutôt chaude, à la base de la zone supérieure au début de l'été suivant, connue sous le nom de couche dichothermique. Cette structure est fréquente en plein océan et aussi, semble-t-il, dans les inlets et les baies des eaux côtières de la Colombie-Britannique. Dans le cas des inlets, les intrusions saisonnières variables d'eau océanique relativement froide ou chaude sont aussi responsables de la formation de ces couches.

Avant de terminer cette section, disons qu'il y a une différence caractéristique entre la structure verticale de l'eau dans l'océan et dans les eaux côtières. Dans l'océan, les fortes thermoclines sont des caractéristiques saisonnières transitoires toujours situées au-dessus de l'halocline principale bien définie, tandis que dans les eaux côtières abritées, dominées par la circulation estuarienne, l'halocline principale coïncide toujours avec la thermocline.

Climatologie

Comme nous l'avons vu au chapitre 2, les vents dominants dans le secteur nord-est de l'océan Pacifique sont déterminés par deux grandes cellules, la dépression des Aléoutiennes et l'anticyclone nord-Pacifique. Les variations de l'intensité et de l'emplacement relatifs de ces deux cellules influencent le cycle saisonnier prononcé en termes de force et de direction des vents dominants du large, et de variabilité climatique à long terme. Les grands systèmes de pression orientent aussi la configuration des vents à l'échelle synoptique allant d'un jour à plusieurs semaines, associés à de plus petites cellules de pression cycloniques et anticycloniques (basses et hautes) et à leurs systèmes frontaux. Les tempêtes ont habituellement une trajectoire nord-est entre les centres des deux principales cellules de pression.

Vents dominants

La dépression des Aléoutiennes croît en intensité d'août en janvier, et ensuite diminue jusqu'en juillet, moment où elle disparaît des cartes de moyenne mensuelle de pression en surface. Par ailleurs, l'anticyclone nord-Pacifique atteint sa plus grande intensité entre juin et août, alors qu'il domine dans la majorité du nord-est du Pacifique. En conséquence, les vents cycloniques forts (antihoraires) qui dominent sur la zone océanique de la fin de l'automne jusqu'au début du printemps, font place aux vents anticycloniques plus faibles, en été. Ces caractéristiques sont clairement illustrées par la répartition des vitesses mensuelles des vents, cartographiées tous les deux mois à la figure 13.6. (Une analyse plus détaillée des vents moyens le long des côtes

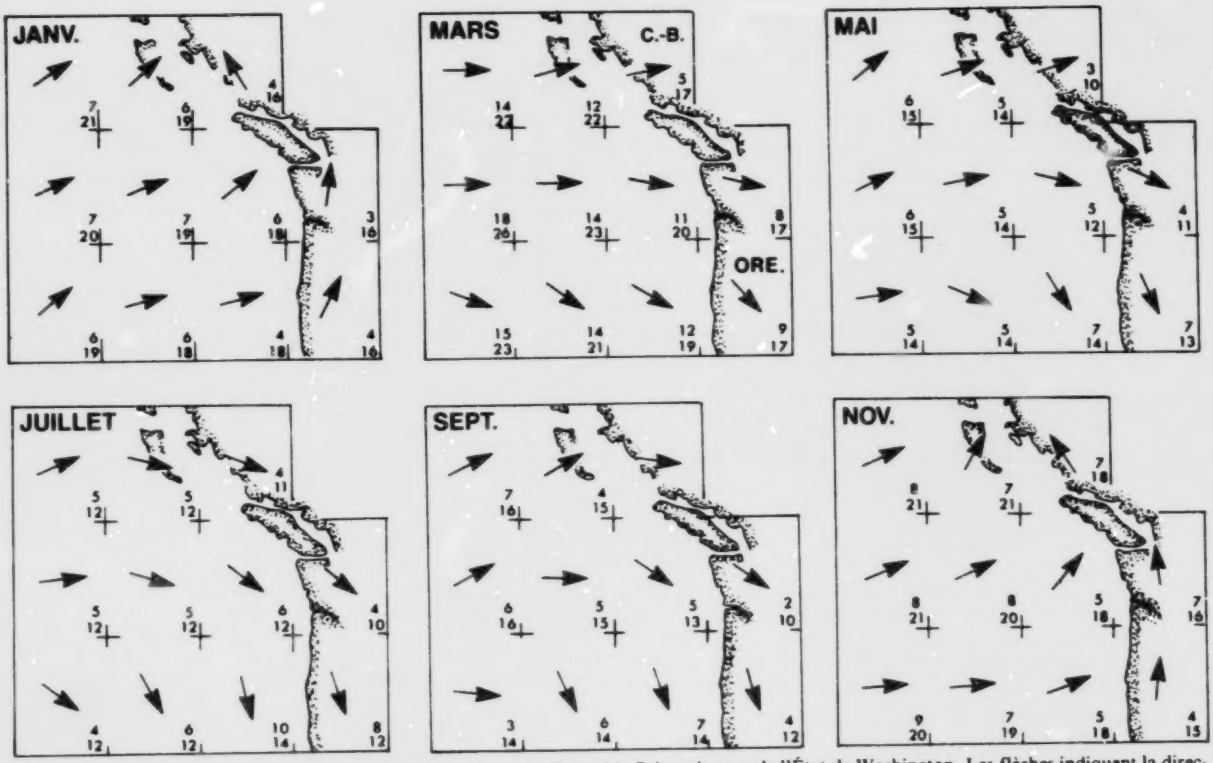


FIG. 13.6 Directions et vitesses du vent au large de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. Les flèches indiquent la direction nette (résultante) du vent durant le mois, mise en moyenne pour une zone océanique 5° x 5°. Le nombre du haut correspond, pour chaque zone, à la vitesse (en kn) du vent résultant, celui du bas, à la vitesse (en kn) du vent, sans tenir compte de la direction. (D'après le *National Marine Fisheries Service, USA*)

TABLEAU 13.1 Vents côtiers à certaines stations anémométriques choisies. Les stations du cap St. James et de la pointe Estevan donnent la direction du vent dominant et de sa durée; (%) pourcentage du temps où le vent souffle de cette direction; (m/s) direction à la plus grande vitesse moyenne, (m/s et kn) vitesse moyenne du vent sans tenir compte de la direction. Les trois dernières stations donnent la direction du vent dominant, et la vitesse du vent sans égard à sa direction (Adapté de Anon. 1971 et *British Columbia Sailing Directions*, vol. 1, 1976; vol. 2, 1977)

		Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Cap St. James (C.-B.)		NE(19%) SE(14,8)	SE(19%) SE(13,4)	SE(19%) SE(12,3)	NO(26%) SE(12,8)	NO(33%) SE(9,4)	NO(39%) SE(9,2)	NO(50%) NO(9,3)	NO(36%) SE(9,2)	NO(29%) SE(9,8)	SE(19%) SE(13,4)	SE(20%) SE(14,3)	SE(20%) SE(15,5)
	(m/s)	11,3	11,1	10,1	9,8	8,1	7,9	8,0	7,2	8,3	10,2	10,9	11,8
	(kn)	21,9	21,6	19,6	19,0	15,8	15,3	15,5	13,9	15,5	19,8	21,1	22,9
Pointe Estevan (C.-B.)		SE(38%) NO(7,9)	SE(33%) NO(7,6)	SE(30%) NO(7,2)	SE(25%) NO(7,3)	NO(31%) NO(7,3)	NO(35%) NO(6,6)	NO(36%) NO(6,3)	NO(29%) NO(5,4)	SE(27%) NO(6,0)	SE(44%) NO(6,7)	SE(41%) NO(7,3)	SE(42%) NO(7,3)
	(m/s)	5,2	5,4	5,5	5,7	5,3	5,1	4,8	4,2	4,3	5,0	5,4	5,9
	(kn)	10,1	10,4	10,8	11,2	10,3	10,0	9,5	8,2	8,4	9,7	10,4	11,5
Umatilla Reef, WA		S	S	S	SO	O	O	O	SO	S	S	S	S
	(m/s)	9,3	8,2	7,2	7,7	6,7	6,2	5,1	3,6	4,1	6,7	8,2	8,8
	(kn)	18,0	16,0	14,0	15,0	13,0	12,0	10,0	7,0	8,0	13,0	16,0	17,0
North Head, WA		E	SE	SE	NO	NO	NO	N	N	N	SE	SE	E
	(m/s)	7,1	6,5	6,3	6,2	5,9	5,7	5,4	5,0	5,2	5,7	6,9	7,2
	(kn)	13,8	12,7	12,2	12,0	11,5	11,1	10,4	9,7	10,2	11,1	13,4	14,1
North Bend, OR		SE	SE	SE	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SE	SE	SE
	(m/s)	4,2	3,8	4,0	4,1	4,5	4,3	5,2	4,4	3,4	3,0	3,2	3,7
	(kn)	8,2	7,3	7,8	8,0	8,7	8,4	10,2	8,5	6,7	5,9	6,3	7,2

de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington figure dans le tableau 13.1). Du mois d'octobre au mois de mars, lorsque les vents cycloniques prédominent au-dessus de l'océan, les vents côtiers dominants viennent du cadran méridional (S. S.-E. et S.-O.) environ 40 à 50 % du temps. Au cours de ces mois, les vents du nord-ouest ne soufflent que pendant 10 à 20 % du temps. La saison estivale et les vents océaniques anticycloniques s'annoncent par l'arrivée des vents dominants de l'ouest et du nord-ouest le long de la côte externe (40 à 50 %), et par la réduction de la vitesse moyenne du vent. Le long des côtes de l'Oregon et de la Californie, les vents d'été soufflent presque invariablement du nord, tandis qu'en hiver les vents du nord et du sud dominent.

Vents synoptiques

Les modifications saisonnières des configurations des vents dominants océaniques sont accompagnés par des changements des perturbations cycloniques en quantité et en intensité. Par exemple, il est clairement démontré, par une analyse spectrale des données de vents à la station océanique P sur une période de 10 ans, que les tempêtes se produisent plus souvent, et avec plus de violence, en automne et en hiver qu'au printemps et en été (Fissel 1975). D'après cette analyse, il y a redoublement de l'énergie maximale associée aux systèmes de vents synoptiques océaniques entre l'été et l'automne par suite de cette recrudescence des tempêtes. (Ici, l'énergie est une mesure de la vitesse du vent au carré. L'énergie maximale correspond à cette composante cyclique de la vitesse du vent avec la plus grande énergie.) Cette période est suivie d'une légère réduction de 10 % de l'énergie maximale du vent entre l'automne et l'hiver et d'une réduction supplémentaire de 50 % entre l'hiver et le printemps. Ces conclusions sont confirmées par les vitesses moyennes mensuelles des vents, enregistrées à la station P, qui varient d'environ 6 m/s (12 kn) en été à plus de 10 m/s (20 kn) en hiver. L'intensification plutôt rapide des vents qui soufflent en automne est probablement liée aux conditions favorables à l'activité cyclonique qui se développent dans la zone océanique entre la dépression des Aléoutiennes qui prend de la vigueur et l'anticyclone nord-Pacifique qui s'affaiblit.

Une autre conclusion de l'analyse de Fissel, c'est que l'intervalle de temps le plus probable entre les conditions maximales de vent passe d'environ 4 1/2 jours en été à 2 1/2 jours en automne et en hiver. En outre, l'amplitude moyenne de la vitesse du vent, durant ces périodes, varie de 6,5 m/s (13 kn) en été à plus de 9 m/s (18 kn) en hiver. Donc, généralement, le répit des plaisanciers entre les vents maximums est plus court de quelques jours en hiver qu'en été. Au cours de l'année, les plaisanciers peuvent s'attendre à une période de 1,5 à 10,0 jours entre le passage successif des anticyclones ou des dépressions, avec un intervalle moyen probable de 3,1 jours.

Poussées par les vents d'ouest dominants dans la haute atmosphère, les perturbations synoptiques qui prennent naissance au-dessus de l'océan Pacifique nord se déplacent continuellement de l'ouest vers l'est, selon la formule bien connue de « la propagation des conditions météorologiques d'ouest en est ». Les tempêtes au-dessus du nord-est du Pacifique suivent, en toutes saisons, deux routes principales qui vont toutes deux vers le golfe d'Alaska (fig. 13.7), l'une vers le nord-est à partir des environs des Aléoutiennes, l'autre vers le nord-est également, mais à partir du milieu de l'océan, à l'ouest de la station P. Au cours de leur trajectoire, ces tempêtes franchissent 1 500 à 2 000 km au-dessus de l'océan.

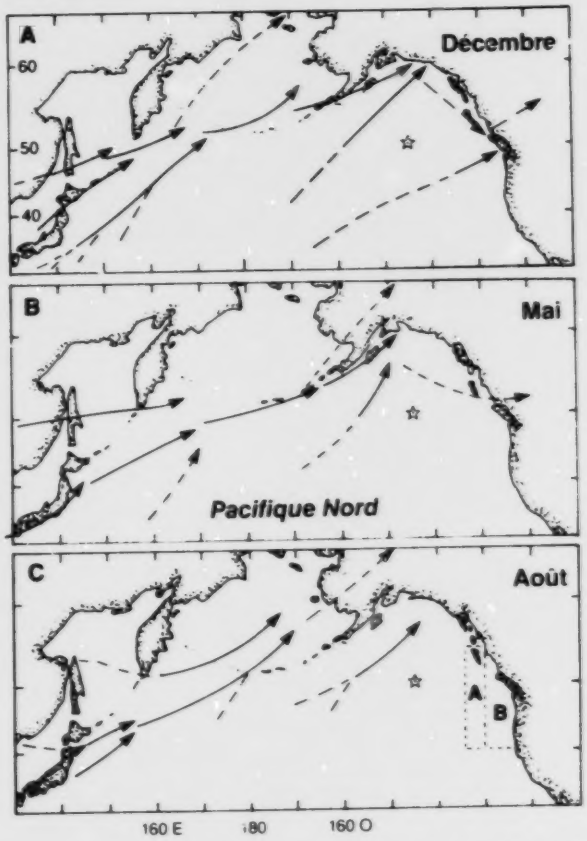


FIG. 13.7 Trajectoires typiques suivies par les tempêtes au-dessus de l'océan Pacifique nord au cours de trois saisons. Les lignes continues indiquent les trajectoires principales; les lignes discontinues, les trajectoires secondaires. Les pointes des flèches s'arrêtent dans la région où les tempêtes sont les plus fréquentes. L'étoile indique l'emplacement de la station océanique P. La fréquence des coups de vent, en (A) et (B), est indiquée dans le tableau 13.2. (D'après *U.S. Pilot Coastal Charts 1978*)

Avec l'arrivée de l'hiver, les dépressions commencent à suivre des trajectoires vers la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington (fig. 13.7). Les tempêtes qui se forment au-dessus de l'océan, à l'extrémité sud de la dépression des Aléoutiennes, entre novembre et mars par exemple, se déplacent vers le nord-est jusqu'à ce qu'elles viennent éventuellement frapper les côtes du sud-ouest de la Colombie-Britannique et du nord-ouest de l'État de Washington. À ce moment, les principaux systèmes de tempête du golfe d'Alaska sont aussi orientés vers le sud-est, le long de la côte externe, et amènent de forts vents et des préci-

TABLEAU 13.2 Fréquence des coups de vent pour chaque mois. Pourcentages moyens relevés par les navires pour les régions (A) et (B) de la figure 13.7, lorsque des vents de force 8 au moins (coup de vent) ont été enregistrés durant le mois. Lorsque le chiffre 0 apparaît, des coups de vent peuvent avoir été enregistrés, mais pas assez souvent pour donner une valeur en pourcentage. (D'après *U.S. Pilot Coastal Charts* 1978)

Région	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
A(%)	10	7	5	2	1	0	1	0	1	4	6	10
B(%)	10	6	5	3	1	3	3	1	3	4	8	9

pitations importantes. Occasionnellement, une tempête peut atteindre la côte en avril ou en mai, mais généralement avec beaucoup moins de vigueur que les tempêtes d'hiver, et en été toutes les tempêtes se propagent dans le golfe d'Alaska, bien au nord de la côte canadienne.

De ce qui précède, il ressort que la probabilité de rencontrer des vents de la force du coup de vent (force 8) dans le nord-est du Pacifique est plus forte dans le golfe d'Alaska et plus faible du côté de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, vers le sud. (Les coups de vent sont rares dans la zone subtropicale en toutes saisons). Le tableau 13.2 indique qu'en moyenne les vents de la force du coup de vent, dans les régions A et B de la figure 13.7C, soufflent plus souvent de novembre à février, le long de la côte de la Colombie-Britannique, et peuvent atteindre un maximum de 10 % du temps en janvier. De mai jusqu'en septembre, la fréquence de ces vents est de 1 %, et le début d'août est la période la plus agréable pour s'aventurer au large.

Température de l'air

Grâce à l'influence modératrice de l'air océanique, la côte ouest jouit d'un climat tempéré avec des étés frais et des hivers doux et humides. Les températures quotidiennes moyennes, énumérées dans le tableau 13.3 pour Tofino (côte de l'île Vancouver), l'île Tatoosh (côte de l'État de Washington) et la station océanique P (au milieu de l'océan), sont caractéristiques des régions exposées où la température varie d'environ 5°C en janvier à 15°C en août. Tofino et l'île Tatoosh enregistrent, évidemment, des températures extrêmes plus élevées qu'au milieu de l'océan, à cause de l'influence de la topographie locale, influence qui s'accentue remarquablement vers l'intérieur des terres (Kamloops, tableau 13.3). Par exemple en été, le réchauffement du continent donne des températures douces à l'air de la côte, mais n'a guère d'influence sur la température de l'air au-dessus de l'océan. Inversement, la remontée estivale de l'eau froide subsuperficielle, provoquée par les vents prolongés du nord-ouest sur une étroite bande au large de l'île Vancouver et de l'État de Washington, peut faire baisser la température de l'air de la côte sous la normale. En hiver, les vents de l'Arctique, en provenance du nord-est peuvent avoir le même effet. La température de l'air au-dessus de l'océan ne sera inférieure que de quelques degrés à la température de la surface de l'océan, sauf dans le voisinage immédiat de la côte.

Nébulosité

L'absence de vraies périodes ensoleillées est un aspect assez décourageant des conditions météorologiques dans l'océan Pacifique du nord-est. Même durant les jours d'été les plus calmes, le ciel semble être invariablement obscurci de nuages bas. Des dizaines d'années d'observations ont confirmé ce fait. Au nord du 40° de latitude nord, la nébulosité mensuelle moyenne dépasse toujours 75 %, tandis que dans les régions subtropicales comme Hawaii, elle se situe à environ 50 % durant la majeure partie de l'année. Dans l'ensemble du Pacifique nord, le pourcentage de la nébulosité pour chaque mois a une tendance quasi zonale, avec une couverture maximale le long d'une large bande est-ouest au large de la côte de la Colombie-Britannique (fig. 13.8). La couverture nuageuse sur la côte a tendance à être légèrement plus faible qu'en haute mer à la même latitude, particulièrement au large de la Californie, où le pourcentage de nébulosité tourne la plupart du temps autour de 60 %. Au large de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, la couverture de nuages en basse altitude augmente de 65 % environ au milieu de l'hiver jusqu'à un maximum de 70 % en juillet.

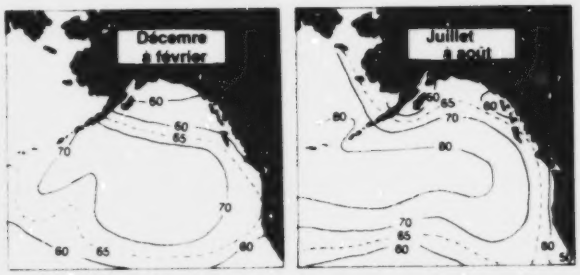


FIG. 13.8 Pourcentage moyen de la couverture nuageuse au-dessus du Pacifique nord-est, en hiver et en été. (D'après Dodimead *et al.* 1963)

TABLEAU 13.3 Moyenne des températures quotidiennes (°C) pour chaque mois. (D'après *British Columbia Sailing Directions*, vol. 1, 1976; Anon. 1976)

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Station océanographique P	5,0	5,0	4,4	5,6	7,2	8,9	11,1	13,3	13,3	10,6	8,3	6,1
Tofino (C.-B.)	4,4	5,6	5,6	7,2	10,2	12,7	14,3	14,6	13,1	10,3	6,9	5,1
Île Tatoosh, WA	5,6	6,2	7,1	8,6	10,5	12,2	13,1	13,2	12,5	11,1	8,6	6,7
Kamloops (C.-B.)	-5,6	-0,6	4,4	9,4	14,4	18,3	21,1	20,0	15,0	8,9	2,2	-2,2

Brouillard

Les visiteurs réguliers de la côte ouest savent que les jours de brouillard sont plus nombreux en été qu'en hiver. Il ne s'agit pas d'un phénomène local puisque la chose se répète de l'île Vancouver jusqu'au nord de la Californie, et particulièrement le long de la côte raboteuse de l'Oregon. Le brouillard peut persister même pendant les plus chaudes journées d'été au cours desquelles il se retire quelquefois au large pour revenir ensuite refroidir l'enthousiasme des baigneurs (fig. 13.9).

FIG. 13.9 Brouillard marin à la plage Kalaloch, dans le parc national Olympic, en septembre 1979. La température à quelques kilomètres à l'intérieur des terres, au même moment, était d'environ 25°C et des vents du nord-ouest soufflaient le long de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. (Photo de l'auteur)

Les données climatiques pour l'île Tatoosh et Tofino indiquent que le mois d'août est celui où le brouillard est le plus fréquent, avec une moyenne de 15 jours, alors qu'il n'est présent que quelques jours par mois de novembre à mai. La saison de brouillard s'étend de juin à octobre et correspond à la période des vents dominants au nord-ouest. Dans ce cas, le brouillard se forme lorsque l'air chaud et humide, charrié par les vents, entre en contact avec l'eau plus froide de la côte, dont la température est bien souvent inférieure à la normale à cause de la remontée de l'eau froide des profondeurs.

Vagues

Historiquement, la plupart des renseignements sur la distribution saisonnière de la hauteur et de la direction des vagues dans l'océan ont été dérivés des observations visuelles faites au cours des années par les officiers des navires hauturiers. Bien que les statistiques de vagues obtenues de cette façon semblent très valables, cette méthode empirique n'est pas sans défauts. Elle donne des statistiques quelque peu douteuses sur les vagues éloignées des principales routes maritimes, sous-estime généralement la hauteur des vagues et est tributaire du beau temps. Des comparaisons récentes entre les hauteurs de vagues relevées par observations visuelles et par mesurage révèlent que les marins sous-

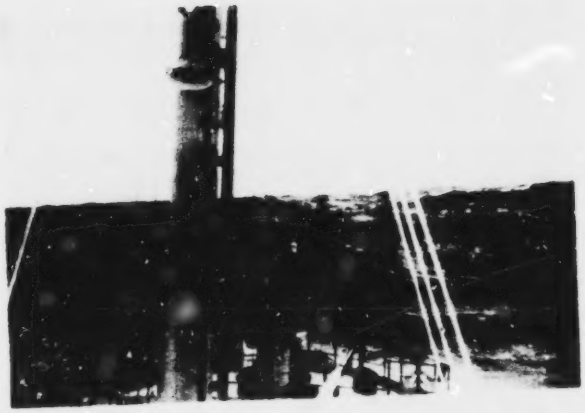


FIG. 13.10 Fortes vagues engendrées par des vents de la force du coup de vent dans l'océan Pacifique du nord-est, au début mai 1972. (Photo de l'auteur)

estiment de façon constante la hauteur des petites vagues, mais que leurs évaluations de la hauteur des fortes vagues sont parfaitement exactes (fig. 13.10). À la station P, la plupart des estimations visuelles étaient inférieures de 50 % aux mesures réelles pour les vagues significatives de moins de 3 m, alors que les chiffres concordaient pour les vagues de plus de 5 m. Ces faits doivent être retenus pour analyser utilement les diagrammes de fréquence des vagues, comme ceux publiés dans le *U.S. Coastal Pilot* ou *Sailing Directions, British Columbia Coast*.

Hauteur

La hauteur des vagues au large de la côte varie, évidemment, sous l'effet des vents océaniques. Les vagues et la houle sont plus fortes en automne et en hiver lorsque la force, la durée et le fetch des vents sont au maximum, et plus faibles en été, lorsque ces mêmes facteurs sont au minimum. Au cours des mois les plus rudes, d'octobre à mars, les vagues dépassent 1,5 m pendant environ 30 % du temps au large de la côte sud-ouest, et 60 % du temps au large de la côte inhospitalière des îles Reine-Charlotte. Une houle de plus de 1,5 m est présente au cours de ces mois pendant environ 25 % du temps au large de l'île Vancouver et 50 % du temps au large des îles Reine-Charlotte, et la mer est légèrement plus houleuse en automne qu'en hiver. En été, la mer est agitée à forte (vagues de plus de 1,5 m) dans ces deux régions, pendant 15 à 40 % du temps seulement, et la houle modérée à forte (de plus de 1,5 m) pendant 20 à 30 % du temps. Compte tenu du régime des vagues et de celui des vents, l'été est donc la saison la plus favorable pour faire une croisière vers le sud le long de la côte ouest.

Direction

La houle, par sa nature même, est peu influencée par les vents locaux; sa hauteur et son orientation sont donc directement déterminées par les vents dominants. C'est pour cette raison, et aussi à cause du fetch court dans la région pour les vents du nord et de l'est, que la houle, qui se forme à une grande distance au large, est

dirigée vers la côte. D'octobre à mars, la houle vient du sud-ouest et de l'ouest pour atteindre les régions au nord de l'île Vancouver, et se forme du sud-est au nord-ouest au large de l'île Vancouver et de l'État de Washington. En été, la houle est le plus souvent de l'ouest et du nord-ouest au large de la côte de l'État de Washington, et du sud-ouest au nord-ouest au large des îles Reine-Charlotte.

En général, les vagues ont une aire d'orientation plus étendue que la houle et changent plus rapidement de direction. Cela est particulièrement vrai en automne et en hiver lorsque les tempêtes et leur configuration inhérente de vents cycloniques sont dirigées vers la côte. Au large de l'île Vancouver, cependant, les vagues viennent un peu plus souvent du sud-est et du nord-est que des autres directions, à cause de la tendance des vents de tempête du sud-est à virer au nord-est au passage d'un front. Dans cette région, les vagues viennent de ces deux directions dans près de 25 % du temps d'octobre à mars, mais à quelques centaines de kilomètres plus au large, elles viennent souvent du sud-ouest. Au printemps et en été, les vagues suivent davantage la direction des vents dominants qui soufflent du nord-ouest, bien qu'au large des îles Reine-Charlotte les vagues arrivent toujours de diverses directions. En juillet, août et septembre, les vagues viennent du nord-ouest dans 20 % du temps en moyenne, le long de toute la côte externe, et les accalmies comptent pour 7 %.

Les vagues mesurées

La hauteur des vagues a été mesurée directement à trois endroits au large de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington : au mont sous-marin Cobb, 500 km au sud-ouest du cap Flattery, à l'aide d'un manomètre autonome amarré au fond; à la station P, 1 500 km à l'ouest de la côte, par des houlographes Tucker montés à bord de navires; et à 5,5 km au sud-ouest de la plage Long sur l'île Vancouver, à l'aide d'une bouée houlométrique ancrée au fond.

De ces trois endroits, seule la station P est vraiment représentative d'un environnement de pleine mer. La distribution de la direction des vagues est pratiquement identique à la distribution de la direction des vents, puisque en effet les vagues et les vents viennent du quadrant sud-ouest dans environ 70 % des cas. Ce quadrant correspond aussi à la direction du fetch maximal possible, et donc à la direction dont les plus grosses vagues arrivent. Comme l'indique la figure 13.11A, la hauteur moyenne des vagues significatives, $H_{1/3}$, en toutes saisons, est de 5,5 m (18 pi) au maximum pour les vagues du sud-ouest au nord-ouest et de 2,5 m (8 pi) au minimum, pour celles du quadrant nord-est, direction du fetch minimal. La relation observée entre la vitesse du vent et la hauteur des vagues significatives, à la station P, ainsi que la relation théorique, sont illustrées à la figure 13.11B.

La hauteur moyenne des vagues, en plus d'être influencée par la direction du vent notamment, varie également avec les saisons. La hauteur moyenne des vagues significatives varie de 4,9 m à 5,5 m (16 à 18 pi) entre octobre et avril, diminue à 1,2 m à 2,1 m (4 à 7 pi) de juin à août, et augmente rapidement jusqu'à 5 m en-

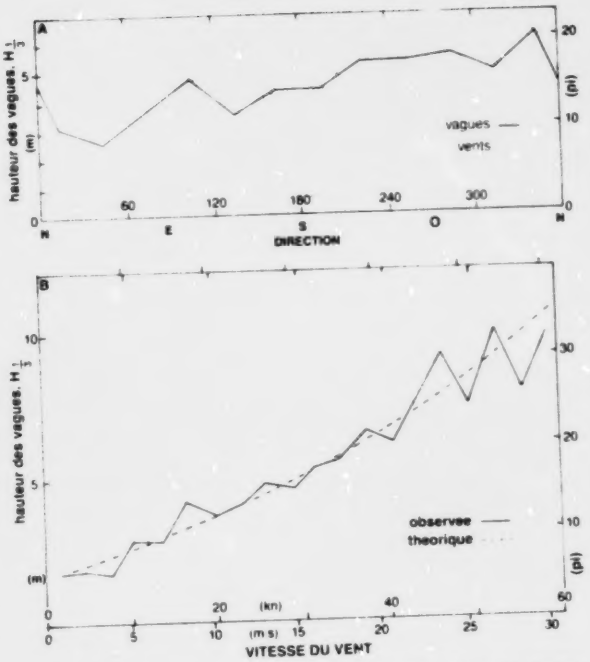


FIG. 13.11 Données sur les vagues et les vents prises à la station P. En (A), hauteur significative des vagues par rapport à la direction observée du vent (rose des vents), en (B), hauteur significative des vagues par rapport à la vitesse du vent enregistrée (ligne continue). La ligne discontinue correspond à la relation théorique. (D'après Hoffman 1976)

viron entre août et septembre, époque qui coïncide avec le redoublement de l'énergie éolienne maximale dans la région (voir la section précédente). Conjuguée sur une année entière, la répartition de la hauteur des vagues dans la région de la station P correspond à la représentation de la figure 13.12. Cela démontre qu'annuellement 30 % des vagues significatives dépassent 4 m de hauteur, mais ont rarement plus de 10 m. La période maximale de ces vagues du large est de 9 à 10 s et ces vagues se produisent dans 18 % des cas; une très longue houle d'une période variant de 17 à 20 s sur des centaines de mètres de longueur survient dans 6 % des cas. La figure 13.13A et B montre la variation quotidienne appréciable de la hauteur des vagues significatives dans cette région de l'océan Pacifique Nord, en n'importe quelle saison.

L'énergie des vagues au mont sous-marin Cobb est semblable à celle qui existe au milieu de l'océan, mais avec une différence importante, la période maximale des vagues est remarquablement plus longue : 12 s au mont sous-marin Cobb par rapport à 9 s à la station P. La raison pour laquelle les ondes qui se propagent au-dessus du mont sous-marin ont une période plus longue est encore inconnue. Parmi les explications possibles, notons les erreurs de mesure et d'analyse, l'influence des courants côtiers, l'effet du frottement au-dessus du mont sous-marin, les différences météorologiques liées aux vents dans les deux régions.

Depuis 1970, des données sur les vagues ont été relevées au large de l'île Vancouver, dans le cadre d'une étude canadienne sur le climat des vagues, et c'est la plus longue étude continue de ce genre entreprise sur la côte.

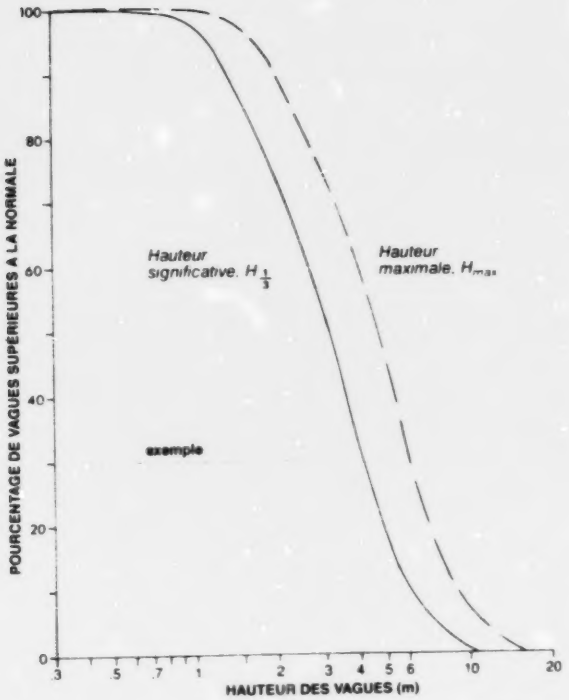


FIG. 13.12 Pourcentage de vagues supérieures à une hauteur spécifique à la station P. Les courbes sont tirées des données du houlomètre monté à bord du NGCC *Quadra*, entre le 1 er janvier et le 31 décembre 1978. Environ 30 % des vagues significatives dépassent 4,1 m, mais les vagues atteignent rarement plus de 10 m. (D'après les Services des données sur le milieu marin 1979)

Comme nous l'avons noté antérieurement, les enregistrements des bouées houlométriques permettent d'estimer la hauteur des vagues significatives durant un intervalle de 20 min toutes les 3 h, à moins d'un mauvais fonctionnement des appareils. Selon ces données, 86 % des hauteurs de vagues significatives mises en moyennes pour toutes les saisons sont inférieures à 3 m (10 pi), 99 % sont inférieures à 6 m et 55 % varient de 1,2 à 2,1 m (fig. 13.14). La période la plus fréquente, c'est-à-dire la période qu'un navigateur devrait normalement observer sur une mer modérée, est de 10 s (dans 18 % des cas), tandis que les périodes maximales de 20 s, correspondant aux très longues houles, ne se rencontrent que dans 5 % des cas. Seulement 6 % de toutes les vagues ont une période de moins de 6 s, tandis que 50 % d'entre elles ont une période de 10 s ou plus.

Le genre de variation quotidienne des vagues au large de la côte est assez semblable à celui qui est représenté dans la figure 13.13A, B pour la station P, avec cependant des vagues moins hautes. Il convient cependant de souligner le fait que même durant les mois où les vagues « moyennes » sont plutôt faibles, il peut y avoir des périodes de vagues exceptionnellement hautes, et vice versa.

Marées

Les connaissances acquises sur l'amplitude et la propagation des marées du large sont la quintessence des observations faites dans des stations côtières, installées même parfois sur des îles comme Hawaii. Mais comme les marées côtières sont largement influencées

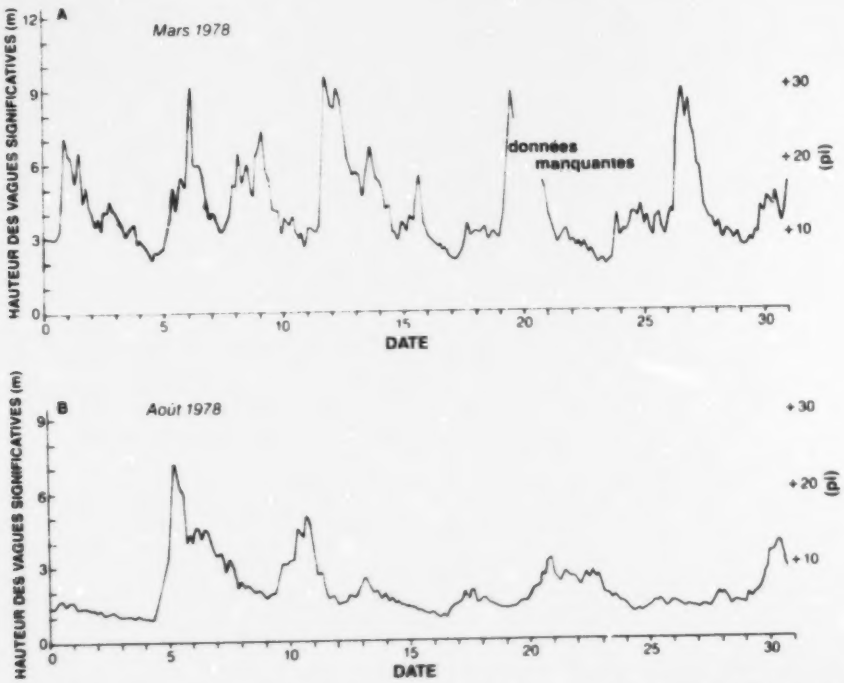


FIG. 13.13 Variation de la hauteur des vagues significatives (A) en mars et (B) en août 1978, à la station P. Les données sont tirées des mesures relevées au houlomètre, toutes les 3 h, à bord du NGCC *Vancouver*. (D'après les Services des données sur le milieu marin 1979)

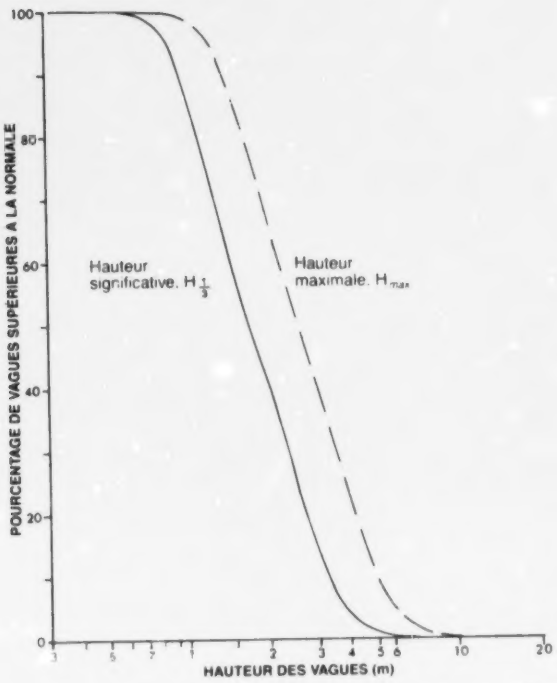


FIG. 13.14 Pourcentage de vagues supérieures à une hauteur spécifique au large de la côte sud-ouest de l'île Vancouver. Les données ont été enregistrées à l'aide d'une bouée houlométrique à 40,2 m de profondeur et à 5,6 km au sud-ouest de la plage Long. À comparer à la figure 13.12 (D'après les Services des données sur le milieu marin 1977)

par la topographie locale, les vents du large, les fluctuations de la pression atmosphérique, la variation de la densité de l'eau et l'effet de frottement des hauts-fonds, elles peuvent différer considérablement des marées au large. Pour se faire une idée générale des marées dans l'océan Pacifique Nord, il faut donc recourir à des modèles informatisés, qui doivent ensuite être vérifiés, dans toute la mesure du possible, par des observations côtières.

Les caractéristiques générales de la plupart des modèles de marées sont identiques, mais ces modèles diffèrent souvent considérablement dans les détails. Pour le Pacifique Nord, chaque modèle prévoit la présence d'un point amphidromique (ou « point-pivot ») dans la composante semi-diurne principale, près des îles Hawaiiennes (fig. 13.15). (Etant donné que cette composante est la plus importante, elle est considérée comme « la » marée). Comme ce fameux point-pivot n'a pas encore pu être localisé exactement par les observations, son emplacement théorique varie d'un modèle à l'autre, mais pas assez pour fausser la présente analyse. Premièrement, l'onde de marée se propage en sens antihoraire autour du point amphidromique, de sorte que les lignes cotidales (lignes qui relient les régions océaniques où les pleines mers se produisent au même instant) s'éloignent du centre comme les rayons divergeant d'un moyeu. Ces lignes coupent la côte de l'Amérique Nord à angle droit ou presque et indiquent que la marée se propage vers le nord, parallèlement à la

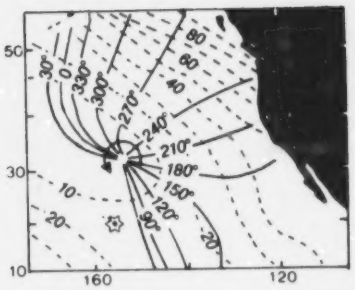


FIG. 13.15 Diagramme informatisé des lignes cotidales et des lignes d'égale amplitude de la marée pour la marée semi-diurne (M_2) au large de la côte du Pacifique, en Amérique du Nord. Les lignes continues (rayons) relient les points où une même phase de la marée se produit simultanément. Une différence de 29° entre les phases équivaut à une différence de 1 h. La marée se propage en sens antihoraire autour du point amphidromique situé au nord d'Hawaii (étoile). Les lignes discontinues donnent l'amplitude de la marée semi-diurne (cm). (D'après Bogdanov *et al.* 1964)

côte. Comme la marée semi-diurne se déplace à 29°/h autour du point amphidromique et fait donc une révolution complète en 12 h 30 min, il ne faut que 3 h à une phase particulière de la marée pour aller de la Californie méridionale à l'extrémité septentrional de l'île Graham dans les îles Reine-Charlotte. Cinq heures plus tard, cette même phase aura atteint les îles Aléoutiennes. Cette vitesse de déplacement signifie que la marée parcourt les 1 000 km qui séparent l'État de Washington de l'île Graham en moins de 1 h. Près du point amphidromique, la vitesse de l'onde de marée diminue en fonction de la circonférence du cercle qu'elle doit parcourir (par analogie à une roue) de sorte qu'un observateur placé à cet endroit verrait le même cycle de marées montantes et descendantes s'accomplir au cours d'un jour lunaire.

Les lignes d'égale amplitude de la marée (fig. 13.15) rayonnent du centre du point amphidromique et atteignent une valeur presque uniforme d'un peu plus de 2 m le long de la côte externe de la Colombie-Britannique. En ajoutant à cela 2 m de plus pour la marée diurne et les autres composantes moins importantes, nous obtenons une amplitude moyenne maximale d'environ 4 m pour toute la marée en haute mer. Au large de la Californie, l'amplitude de la marée équivaut à la moitié de celle de la marée au large de la côte de la Colombie-Britannique, tandis qu'à Hawaii, l'amplitude maximale n'est que de 45 cm (1,5 pi), à cause de la proximité du point amphidromique. Les gens habitués aux grandes amplitudes de marée de la Colombie-Britannique pourront trouver un peu étranges, au premier abord, les marées quasi nulles des plages hawaiiennes et devront s'habituer à ne pas déplacer constamment leur serviette de plage devant la marée montante.

Récemment, des scientifiques canadiens et américains ont réussi à mesurer les variations de la

marée au large en profitant des profondeurs relativement réduites au-dessus de certains monts sous-marins dans l'océan Pacifique. Des manomètres enregistreurs d'une précision de 0,01 % (c'est-à-dire avec un écart possible de 1 cm pour 100 m d'eau) ont été déposés au sommet des monts sous-marins Cobb, Union, Bowie, Surveyor et Patton (voir fig. 2.3), tous à moins de 300 m de profondeur. Les données de la marée enregistrées à ces endroits, conjuguées avec celles des stations côtières et celles des îles au large de l'Alaska, ont été utilisées pour dessiner les cartes des lignes cotidales et d'égale amplitude de la marée de la fig. 13.16 qui, incidemment, correspondent de très près aux résultats des modèles informatisés représentés dans la fig. 13.15. Des projets sont actuellement à l'étude pour obtenir une vue plus détaillée des marées du large en utilisant les monts sous-marins et les stations côtières du Pacifique Nord.

Courants

Nos connaissances actuelles sur la vitesse, la direction et la variabilité de la circulation des eaux au large sont minces en comparaison de celles que nous possédons sur les eaux côtières de la Colombie-Britannique. Cela s'explique en partie par le fait que l'océan est moins limité dans ses réactions aux forces naturelles et que la situation est par conséquent plus complexe. Le manque de mesures des courants dans ce milieu marin, souvent hostile, peut également être invoqué. La plupart des connaissances acquises sur les courants en haute mer dans le Pacifique nord-est sont assez générales et fondées sur les journaux de bord des navires, des mesures de la densité relative des diverses couches d'eau et d'expériences avec des bouteilles dérivantes, toutes méthodes assez limitées. Par contre, la circulation de l'eau au-dessus des marges continentales est assez bien connue, grâce aux importants programmes de mesures des courants entrepris au cours des dix dernières années par des océanographes des universités de l'État de l'Oregon, de l'Université de Washington, de l'Institut des sciences de la mer (Sidney) et du Laboratoire de l'environnement marin du Pacifique (Seattle).

Pour faciliter l'analyse, tout courant, à une profondeur et un endroit donnés, peut être divisé en deux composantes principales : (1) les courants de marée engendrés par les forces de la marée astronomique et (2) les courants non liés à la marée, créés par d'autres processus. La dernière composante comprend les grands systèmes de courants engendrés par les vents superficiels dominants et par les gradients de densité horizontaux formés par les différents degrés de réchauffement de l'océan. Les courants de marée sont les plus réguliers.

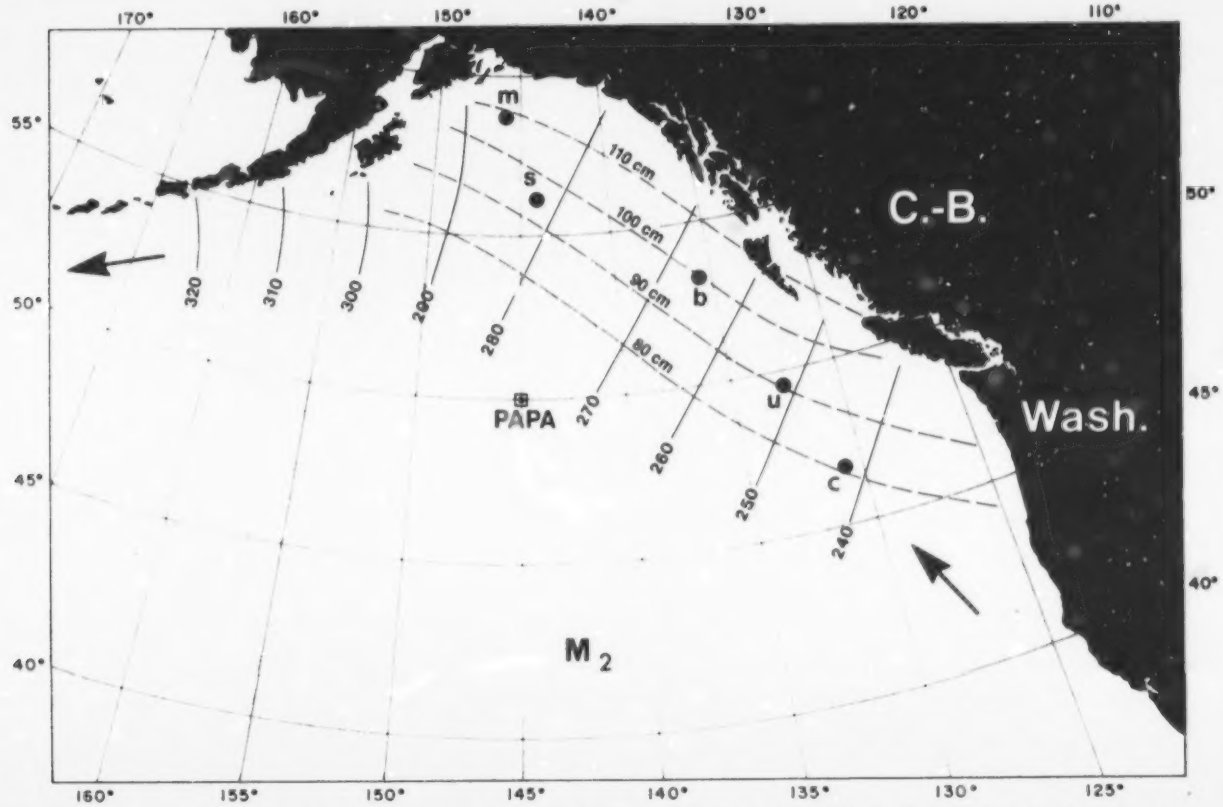


FIG. 13.16 Carte des lignes cotidales et d'égale amplitude de la marée pour la marée semi-diurne dans le Pacifique nord-est d'après les enregistrements faits aux monts sous-marins Cobb (c), Union (u), Bowie (b), Surveyor (s) et près de l'île Middleton (m). Les flèches indiquent le sens de propagation de la marée. (D'après Crawford, Rapatz et Huggett 1981)

Ils sont périodiques, de sorte qu'ils se répètent essentiellement toutes les 12 h 30 min (pour les courants semi-diurnes) ou toutes les 25 h (courants diurnes et mixtes) et en outre, sauf dans les régions côtières ou peu profondes, ils ne produisent pas de courant net en moyenne au cours d'un jour lunaire complet. Leur vitesse et leur direction changent peu en profondeur et ils ont tendance à être giratoires (voir chapitre 3). D'autre part, les courants non influencés par la marée sont généralement stables pour des périodes variant de quelques jours à quelques mois et peuvent avoir une structure verticale définie à la fois dans leur direction et leur vitesse, les plus grandes vélocités se situant généralement dans la couche supérieure de l'océan. Ces courants dominent surtout au large de la marge continentale; toutefois, les courants de marée deviennent aussi importants que ceux qui ne sont pas influencés par la marée près de la côte, à cause de leur accélération au-dessus des fonds assez hauts que forment la plate-forme et le talus continental.

Courants de marée

Le courant horizontal à un endroit et une profondeur spécifiques peut être représenté par un vecteur, une « flèche » qui pointe en direction du courant et dont la longueur est proportionnelle à la vitesse de celui-ci. À quelques kilomètres de la plage, un vecteur de courant de marée modifiera graduellement son orientation avec le temps pour prendre une période semi-diurne de 12 h 30 min et compléter ainsi sa rotation de 360°. Celle-ci peut être horaire ou antihoraire, selon l'endroit, et s'accompagne d'une variation cyclique de la vitesse du courant. En raison de l'inégalité diurne des marées mixtes le long de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, le courant ne reprendra pas la vitesse qu'il avait 12 h 30 min auparavant, mais se rétablira à cette vitesse au bout de 25 h, soit après 2 cycles complets.

Comme la marée se propage vers le nord, le long de la côte nord-américaine, les courants de flux se dirigent vers le nord tandis que les courants de reflux descendent vers le sud. Au-dessus de la plate-forme continentale, les flux et reflux se produisent respectivement à moins de quelques heures de la pleine et la basse mer sur la côte, et atteignent une vitesse maximale d'environ 50 cm/s (1 kn) durant les marées de vive eau. Il est absolument indispensable de prendre pour base de calcul les heures de pleine et de basse mer qui figurent dans les annuaires de marées pour des localités exposées, comme Tofino, plutôt que pour des endroits abrités, comme Astoria, par exemple. À ce dernier endroit, le marégraphe est situé derrière une barre, à l'embouchure du fleuve Columbia, ce qui décale la marée d'environ 1 h par rapport à la côte. Les observations ont permis de constater que les vecteurs de courants vont généralement dans le sens horaire au large de la côte, de sorte que les courants de marée vont vers l'ouest au milieu de la marée descendante, et vers l'est au milieu de la marée montante. Les vitesses des courants en direction de la côte diminuent jusqu'à une valeur pratiquement nulle à quelques kilomètres de la plage, parce que les courants de marée sont de plus en plus contraints de se déplacer parallèlement à la côte. De plus, les marées sont décalées d'environ 30 min au-dessus de la plate-forme continentale, si bien que les courants en eau profonde atteignent leur vitesse maximale plus tard que leurs homologues précôtiers.

Sur la côte ouest, les courants de marée sont le plus forts près des pointes de terre telles que la péninsule Brooks et autour des îles du large. Les courants de marée près des îles Scott et Triangle, au large de l'île Vancouver, par exemple, vont vers le sud-est (durant le reflux) et le nord-ouest (durant le flux) à une vitesse de 1,0 à 1,5 m/s (2 à 3 kn). Le brassage intense de la marée qui se produit autour de ces îles favorise la formation de laisses de marée prononcées et, peut-être indirectement, la prolifération de la vie marine dans cette région (pl. 13).

Les mesures prises sur de longues périodes, au moyen de séries de courantomètres mouillés de place en place jusqu'à 100 km de la côte, révèlent des détails intéressants sur les courants de marée au large des côtes de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington. Les courants de marée, au large du talus continental, sont surtout semi-diurnes et leur vitesse varie bimensuellement de façon prononcée, ils sont elliptiques, atteignent une vitesse maximale de 1 à 5 cm/s et changent peu avec la profondeur. Au moment de leur cycle où ils sont dirigés parallèlement aux isobathes ou, de façon générale, à la côte, ces courants de marée ont tendance à être légèrement plus forts que lorsqu'ils avançaient perpendiculairement aux isobathes. En outre, pendant des périodes qui peuvent aller de quelques jours à quelques semaines, lorsque la composante de la circulation non influencée par la marée domine les courants de marée, la direction du courant du large peut demeurer relativement stable, bien que la force de ce courant varie en fonction des directions changeantes des courants des marée superposés. Cet effet est similaire à celui des courants de marée qui se superposent à la circulation estuarienne dans les détroits de Juan de Fuca et de Johnstone (chapitres 11 et 12).

Une modification significative de la configuration des courants de marée se produit entre la région de la haute mer et celle du talus et de la plate-forme continentale. Au large de la côte ouest de l'île Vancouver, les courants de marée deviennent beaucoup plus diurnes, plus parallèles à la côte et sensiblement plus forts, et peuvent atteindre des vitesses de plus de 50 cm/s. Les courants de marée renforcés, au-dessus du talus et de la plate-forme continentale, se produisent une fois par jour lunaire, tandis que ceux de la haute mer, plutôt faibles, se répètent essentiellement deux fois par jour lunaire. Les courants de marée au-dessus des régions du talus et de la plate-forme continentale devant l'État de Washington et de l'Oregon connaissent une accélération semblable et une même rectification de leur direction, mais conservent la variabilité semi-diurne de leurs homologues du large. Le changement du courant de marée semi-diurne en courant de marée diurne, au large de l'île Vancouver, est à souligner surtout en raison du fait que ce sont principalement des marées semi-diurnes qui sont enregistrées aux stations maréales de la côte (voir fig. 3.5, Tofino). Le lecteur peut trouver la chose assez paradoxale. Comment la mer peut-elle monter et

descendre en un demi-jour lunaire alors que les courants de marée côtiers suivent un cycle d'un jour lunaire complet? L'une des explications plausibles c'est que les mécanismes qui sont à l'oeuvre influencent les courants de marée, sans avoir d'effet sur la montée et la descente de la mer. La marée est principalement causée par des forces astronomiques qui provoquent la montée et la descente de quelques mètres du niveau de la mer, sur une période semi-diurne, avec des mouvements de va-et-vient de l'eau. Toutefois, au-dessus de ces courants de marée, des courants significatifs, de période maréale, provoqués par la marée ou les vents, associés à une configuration des vagues appelée courant de vagues de la plate-forme continentale ou marée interne provoquée par la bathymétrie (voir exemple chapitre 6; fig. 6.22) peuvent produire des variations du niveau de la mer de quelques centimètres seulement sur la côte. Les courants de vagues de type plate-forme continentale, dont les mécanismes de formation sont un fond marin incliné et la force de Coriolis, peuvent avoir une période diurne mais non semi-diurne au nord du 30e parallèle et sont nécessairement confinés aux marges continentales. Si ces vagues se superposent à des courants de marée, elles peuvent engendrer des courants diurnes renforcés au-dessus de la plate-forme et du talus continentaux, mais pas en eau profonde. D'autre part, les marées internes qui se produisent au bord de la plate-forme continentale sont généralement de période semi-diurne, mais peuvent, par l'annulation de la composante semi-diurne des courants de marée produits astronomiquement, produire le même effet, c'est-à-dire assurer la prédominance des courants de marée diurnes sur les courants de marée semi-diurnes à la marge continentale de l'île Vancouver. Les données actuelles montrent clairement que les forts courants de marée diurnes au-dessus de la plate-forme continentale sont causés par l'action des vagues. En effet, les mesures prises au large de l'île Vancouver apportent les meilleures preuves à ce jour de la présence d'une action de ce genre. Ces vagues, engendrées indirectement par la composante diurne du courant de marée astronomique, indiquent que le décalage entre la marée à la côte et le courant de marée au-dessus de la plate-forme s'accroît d'environ 1 h pour chaque 15–20 km le long de l'île Vancouver au nord du détroit Juan de Fuca. De toute évidence, le lien entre la marée et le courant dans cette région n'est pas simple.

En dépit de leur vitesse bien plus considérable au-dessus de la plate-forme continentale qu'en haute mer, les courants de marée ne sont pas toujours assez forts pour inverser la direction du courant, associé à la composante du mouvement des eaux non influencée par la marée, qui lui aussi est plus fort au-dessus de la plate-forme continentale. C'est ainsi que, sauf pendant les marées de vive eau et les périodes où les faibles vents côtiers dominent, la direction du mouvement des eaux peut être dominée par les courants moyens, bien que la vitesse du courant net puisse subir des variations quotidiennes marquées, à cause des courants de marée. Une étude plus approfondie des courants non influencés par la marée est présentée dans la partie qui traite des courants du large.

Avant de terminer cette section, il convient de souligner que les courants d'inertie, dont il a été question au chapitre 4, sont d'importants facteurs qui peuvent, à court terme, influencer la circulation des eaux du large. Ils peuvent, notamment perturber la configuration normale flux-reflux des courants de marée non seulement en modifiant la vitesse et la direction du courant général pendant quelques jours, mais aussi en changeant la durée des flux et des reflux apparents. De l'avis des officiers à bord de navires de recherche, qui essaient de maintenir des positions LORAN stables pendant des heures, le rythme des courants de marée est « étrange ». Les courants d'inertie peuvent très bien en être la cause. Ces mouvements sont particulièrement vigoureux environ une journée après le passage d'un système frontal.

Courants du large

Pour les besoins de la cause, la composante des courants du large non influencée par la marée peut être assimilée au courant giratoire quasi stable engendré par les vents dominants. Les vents locaux ou quelque autre facteur (comme par exemple des courants d'inertie) peuvent perturber cette grande circulation pendant quelques jours, mais ces déviations de la norme sont imprévisibles, c'est pourquoi nous nous concentrerons sur l'étude des régimes de courants moyens.

La circulation superficielle dominante dans le Pacifique Nord est représentée schématiquement à la figure 13.17. Tout comme les vents, les deux principaux courants transpacifiques de cette région : le nord-Pacifique et le subarctique, sont orientés vers l'est. Tous deux prennent naissance dans les forts courants bordiers qui se développent au large de la côte orientale de l'Asie. Le plus grand et le plus important de ces courants est le Kuroshio (ou courant du Japon), courant d'eau chaude bien défini d'environ 150 km de largeur, qui se déplace en direction nord-est à partir du Pacifique équatorial. Le Kuroshio longe le talus continental à environ 250 cm/s (5 kn) jusqu'à ce qu'il quitte la côte japonaise entre le 35e et le 40e parallèle nord. En se prolongeant dans la mer, ce courant s'élargit et ralentit rapidement son allure pour devenir le courant nord-Pacifique, courant large et lent qui dérive vers l'est à environ 5 et 10 cm/s (4 à 8 km par jour). À l'est du 150e degré de longitude ouest environ, le courant vire au sud-est et se joint aux courants subtropicaux dans la circulation générale en sens horaire qui forme le courant giratoire du Pacifique central.

Le côté nord du courant nord-Pacifique est délimité par une caractéristique plutôt remarquable appelée la Limite subarctique. Cette limite est essentiellement un front océanique qui se situe en général à quelques degrés du 40° parallèle, dans la majeure partie de l'océan, mais commence à descendre vers le 35e à environ 1 500 km de la côte de la Californie pour ensuite disparaître. La principale caractéristique de cette limite est que l'isohaline de 34 ‰ monte soudainement de 200 m de profondeur à la surface (fig. 13.18). De plus, dans toute la Limite subarctique il y a une augmentation marquée du pH de l'eau de surface vers le nord et, au

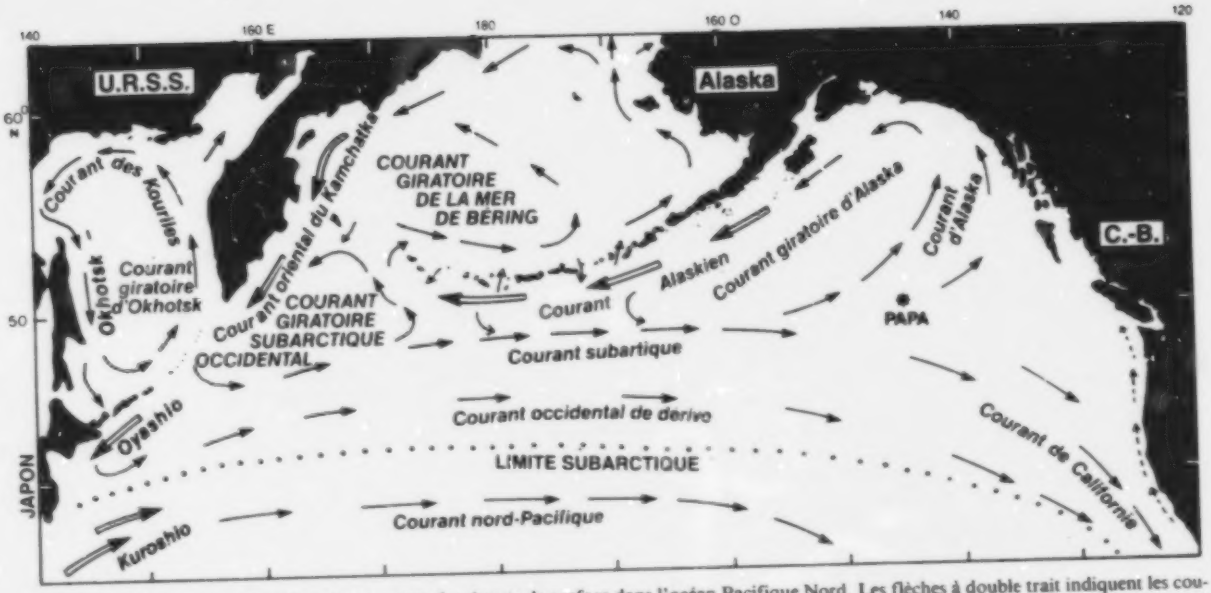


FIG. 13.17 Diagramme schématique des courants dominants de surface dans l'océan Pacifique Nord. Les flèches à double trait indiquent les courants bordiers intenses, dont la vitesse atteint généralement 1 à 2 m/s (2 à 4 kn); dans la majorité de la région, la vitesse des courants est inférieure à 0,25 m/s (0,5 kn). La Limite subarctique sépare la région subarctique du Pacifique, au nord, de la région subtropicale du Pacifique, au sud. Les flèches discontinues représentent le courant Davidson en hiver au large de la côte de l'État de Washington et de l'Oregon.

nord de cette ligne, les précipitations sont supérieures à l'évaporation tandis qu'au sud le phénomène inverse se produit. Certains scientifiques croient que la Limite subarctique constitue la limite méridionale de la migration du saumon.

Sur la côte asiatique, le deuxième courant bordier le plus important est le Oyashio, courant étroit mais intense qui charrie de l'eau froide vers le sud-ouest, le long du talus continental. L'Oyashio, alimenté par les eaux du large de la péninsule du Kamchatka et de la mer d'Okhotsk, se dirige vers la mer juste au nord du 40e parallèle nord pour finalement devenir le courant subarctique , courant large et lent qui dérive vers l'est à la vitesse de 5 à 10 cm/s (0,1 à 0,2 kn). Une partie du courant Oyashio se mélange au courant Kuroshio, au large de la côte japonaise, pour former les eaux du Domaine de la Transition qui sépare les courants subarctique et nord-Pacifique (fig. 13.18). Les eaux de surface de ce domaine ont une vitesse de dérive comparable à celle des deux derniers courants et forment le courant occidental de dérive, dont le nom a récemment perdu la faveur de certains océanographes parce que ce courant fait partie intégrante du réseau du courant subarctique.

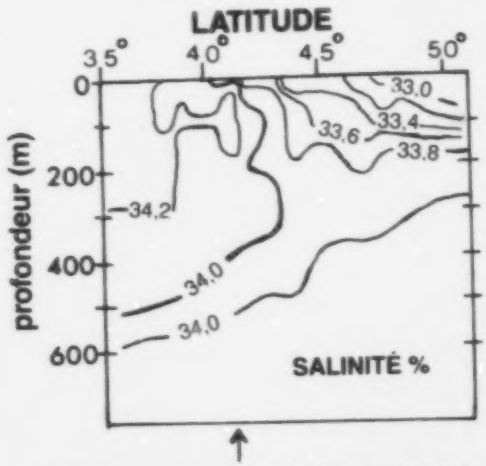


FIG. 13.18 Répartition de la salinité du nord au sud le long du méridien de 160° de longitude ouest, été 1958. La Limite subarctique (flèche sous le diagramme) est située là où l'isohaline de 34 ‰ fait surface (voir fig. 13.17).

La divergence des vents dominants, à proximité de la côte de l'Amérique du Nord, provoque la séparation du courant subarctique en deux branches : la branche septentrionale vire au nord-est dans le golfe d'Alaska et devient le courant d'Alaska, et la branche méridionale descend au sud-est pour devenir le courant de Californie. Ces deux branches ne se séparent pas de façon abrupte. Au contraire, le courant subarctique bifurque de façon plutôt désordonnée dans la région située entre le 45e et le 50e parallèles nord et le 130e et le 150e méridiens ouest (fig. 13.19A, B). À cet endroit, les courants sont caractérisés par de nombreux remous et méandres, de superficies variables, qui s'étendent sur des dizaines et des centaines de kilomètres à l'intérieur d'une dérive orientée de façon générale vers l'est. Bien que la vitesse de cette dérive soit généralement inférieure à 10 cm/s (0,2 kn), les courants tourbillonnaires peuvent atteindre des vitesses supérieures à 25 cm/s pendant de brèves périodes. Il se peut qu'en hiver la division du courant subarctique se fasse de manière plus radicale, alors que la dépression des Aléoutiennes et l'anticyclone nord-Pacifique forment une configuration bien définie de forts vents antihoraires au nord du 45°

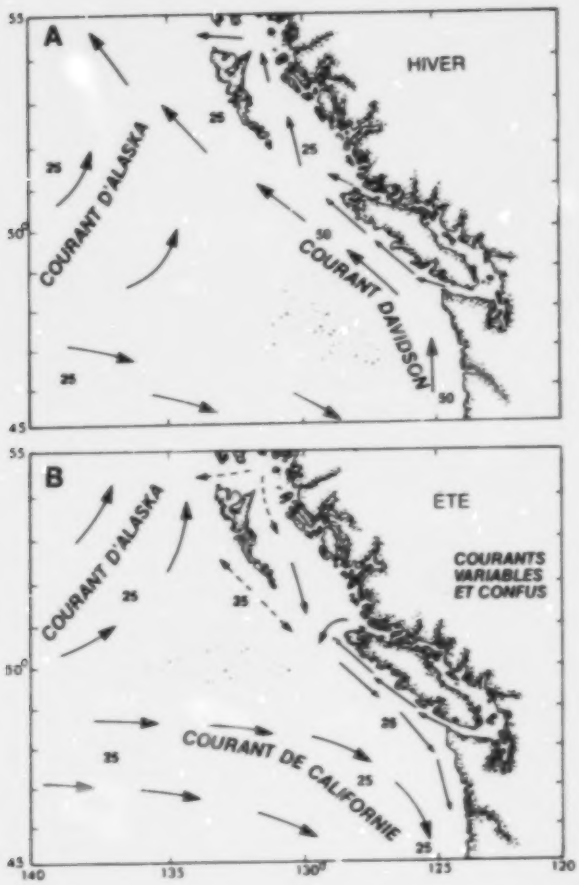


FIG 13.19 Circulation dominante en surface au large de la côte de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington, en été et en hiver. Les flèches discontinues indiquent des courants imprécis. Les chiffres indiquent la vitesse (en cm/s).

de latitude nord et des vents horaires au sud de ce parallèle. La division du courant au cours de cette période se limitera surtout au secteur sud-est de la région (fig. 13.19A), tandis qu'en été, lorsque les configurations de vent sont moins définies, le courant se divisera dans toute la région (fig. 13.19B). Il existe aussi dans cette région un faible contre-courant subarctique orienté vers l'ouest. D'après une étude fondée sur les données de bateaux dériveurs américains et japonais, le contre-courant est une caractéristique du milieu de l'hiver, limitée à une bande située entre le 48° et le 51° de latitude nord, et qui atteint sa vitesse maximale de 10 cm/s (0,2 kn) vers l'ouest, au mois de janvier. La zone où se forme ce contre-courant semble coïncider avec celle où se produit le changement de direction des vents cycloniques dominants, en hiver, et qui se situe le plus souvent à l'est du 160° de longitude ouest.

Courants côtiers

Le courant d'Alaska circule vers le nord au large de la plate-forme continentale des îles Reine-Charlotte et au sud-ouest de l'Alaska, sous forme d'une dérive large et lente. La vitesse de ce courant de dérive varie de 25 cm/s (0,5 kn) en moyenne, en été, à 35 cm/s (0,7 kn), en hiver, et peut atteindre 75 cm/s (1,5 kn) sous l'action de forts vents du sud-est en hiver. En outre, quand la dépression des Aléoutiennes s'intensifie, au début de l'automne, la circulation autour du courant giratoire d'Alaska fait de même. Ce phénomène, jumelé à la déviation vers la côte de l'axe du courant d'Alaska, engendre des courants précôtiers plus forts en hiver qu'en été. En fait, occasionnellement, de forts vents du nord-ouest, en été, viennent inverser une partie du courant d'Alaska près de la côte, phénomène qui, lorsqu'il est combiné à un affaiblissement du courant giratoire de l'Alaska, entraîne la formation d'un réseau de remous et de méandres irréguliers le long de la côte.

Après avoir atteint le fond du golfe d'Alaska, les eaux du courant d'Alaska se dirigent avec force au sud-ouest, le long de la côte de la péninsule de l'Alaska et des îles Aléoutiennes où elles forment le courant alaskien. Comme les autres courants du côté occidental des régions océaniques, tels que le Gulf Stream, le courant Kuroshio et le courant est-australien, le courant alaskien est un courant étroit dont la vitesse moyenne dépasse 1 m/s (2 kn). Du côté de la mer, le courant est souvent caractérisé par des remous, et des portions de courant se détachent fréquemment pour rejoindre le courant subarctique ou pour se diriger vers la mer de Béring en empruntant les passes étroites entre les îles Aléoutiennes. Une partie du courant rejoint même les côtes asiatiques où elle vire au sud pour se confondre avec le courant Oyashio.

Le courant de Californie est une extension équatoriale variable et mal définie du courant subarctique. Il est plus persistant au large de la Californie où il se dirige vers le sud pendant 50 % du temps chaque mois, à une vitesse moyenne d'environ 20 cm/s (0,4 kn); et il est moins persistant au large de la côte des États de Washington et de l'Oregon où il se dirige vers le sud durant 20 % du temps seulement. En tant que dérive méridionale, le courant de Californie prend de l'importance au cours des mois d'été lorsque les vents du nord-ouest persistent pendant de longues périodes. À moins de 100 km de la côte des États de Washington, de l'Oregon et de la Californie, des courants vers le sud se produisent pendant 30 à 50 % du temps entre mars et septembre, et la vitesse moyenne de ces courants s établit à 25 cm/s alors que leur vitesse maximale est de 100 cm/s (2 kn). Les mesures de courant prises actuellement entre le nord de la Californie et l'île Vancouver montrent qu'au-dessus de la plate-forme, le passage d'un écoulement dominant vers le nord à un écoulement dominant vers le sud s'effectue en mars ou en avril, en l'espace de quelques jours. Cette renverse de courant relativement rapide, appelée la « transition printanière », se fait généralement sentir d'abord au large de la Californie, puis migre vers le nord jusqu'à la côte de l'île Vancouver, où elle ne s'exerce qu'environ une semaine plus tard, après s'être manifestée au large de l'Oregon et de l'État de Washington.

Vers la fin de l'automne ou le début de l'hiver, le courant de Californie est repoussé vers le large par le courant Davidson, un courant saisonnier circulant vers

TABLEAU 13.4 Vitesses et directions des courants dominants et secondaires dans une zone de 20 km de large le long de la côte des États de l'Oregon et de Washington (40 à 48° de latitude nord). Le courant hivernal vers le nord représente le système du courant Davidson, tandis que le courant vers le sud, de mars à septembre, représente celui du courant de Californie. (D'après Boisvert 1969)

Mois	Courant dominant				Courants secondaires			
	direction	%	gamme de vitesses		direction	%	gamme de vitesses	
			(*cm/s*)	(*kn*)			(*cm/s*)	(*kn*)
Janv.	N.	31	30-[illegible]0	0,6-1,9	S.	16	25-55	0,5-1,1
Févr.	N.	[illegible]9	30-80	0,6-1,6	E.	19	25-65	0,5-1,3
					S.	17	20-45	0,4-0,9
Mars	S.	40	30-115	0,6-2,2	N.	19	25-105	0,5-2,0
Avr.	S.	39	35-95	0,7-1,8	S.-E.	15	30-95	0,6-1,8
Mai	S.	48	30-105	0,6-2,0	N.	12	25-80	0,5-1,6
Juin	S.	31	30-80	0,6-1,6	S.-E.	17	30-55	0,6-1,1
Juill.	S.	48	35-80	0,7-1,6	S.-E.	14	25-80	0,5-1,6
Août	S.	39	35-80	0,6-1,6	N.	13	25-40	0,5-0,8
Sept.	S.	31	30-80	0,6-1,6	E.	20	20-30	0,4-0,6
Oct.	S.	23	25-75	0,5-1,5	E.	13	25-50	0,5-1,0
	N.	23	25-60	0,5-1,2	O.	10	20-30	0,4-0,6
Nov.	N.	38	25-85	0,5-1,7	S.	23	20-55	0,4-1,1
Déc.	N.	28	30-70	0,6-1,4	S.	19	20-45	0,4-0,9

le nord, du 32e parallèle jusqu'à la côte de l'île Vancouver. Ce courant persiste jusqu'au début du printemps (mars), époque à laquelle le courant de Californie revient vers le continent. L'arrivée du courant Davidson à la « transition automnale », comme l'indique le tableau 13.4, coïncide avec le passage des vents côtiers dominants du nord-ouest au sud-est, tandis que la disparition de ce courant correspond au retour des vents du nord-ouest. En octobre, quand le courant Davidson commence à lutter contre le courant de Californie pour s'assurer le passage près de la côte, les courants vers le sud et vers le nord s'équivalent pendant 23 % du temps, mais le courant vers le nord s'accentue graduellement, atteint son point culminant en janvier, et continue ensuite jusqu'en mars. La distribution au large des eaux du fleuve Columbia confirme l'existence de cette inversion saisonnière des courants précôtiers. En été, le panache du fleuve s'étend à 300 ou 400 km au large et à plus de 500 km au sud-ouest, tandis qu'en hiver il ne s'étend qu'à 50 à 100 km au large et à 100 km au sud de son embouchure dans le détroit de Juan de Fuca. Les observations faites en hiver prouvent bien que l'eau du fleuve Columbia s'étend largement le long de la rive américaine du détroit.

Un autre courant côtier qu'il convient de mentionner ici est le courant sous-marin de Californie, courant intermédiaire parfois assez fort qui naît au large de la Californie et remonte vers le nord, le long du talus continental, à plus de 200 m de profondeur. Ce courant sous-marin semble remonter jusqu'à la partie nord de l'île Vancouver — sans présenter toujours une structure d'écoulement continue et bien définie — et atteindre une vitesse maximale supérieure à 10 cm/s dans un noyau centré à 200-300 m de profondeur au-dessus de la zone intérieure du talus continental. De septembre à avril, le courant sous-marin au large de l'île Vancouver est souvent perturbé pendant plusieurs semaines de suite par le passage au large de remous de 100 km de largeur. Ces « tempêtes » océaniques se déplacent plus ou moins parallèlement à la côte et, dans le cas de remous plus violents, transportent des courants mouvants qui atteignent des vitesses de plus de 25 cm/s (0,5 kn) sur des profondeurs de plusieurs centaines de mètres. De mai à août, les remous semblent plus diffus et ne produisent que des perturbations mineures et éphémères des courants sous-marins.

Courants de la plate-forme continentale

Comme nous l'avons vu dans la section précédente, ce sont principalement les vents côtiers qui déterminent le sens de la circulation des eaux, non influencée par la marée, au-dessus de la plate-forme et du talus continentaux. Les enregistrements de courant faits au large des États de l'Oregon et de Washington ainsi que de la Colombie-Britannique, au cours des dix dernières années, prouvent hors de tout doute qu'il existe une corrélation directe entre les vents et les courants. Les modifications des courants le long de la côte, pendant plusieurs jours, peuvent être ainsi directement reliées aux changements de force et de direction des vents dominants. Par exemple, environ une période d'inertie (environ 15 h) après l'arrivée de vents modérés à forts du nord ou du nord-ouest, la composante du courant non influencée par la marée au-dessus de la plate-forme continentale, de la surface jusqu'au fond, prend généralement une direction sud–sud-est parallèle à la côte, et se déplace à une vitesse équivalant à un faible pourcentage de la vitesse du vent (fig. 13.20). Cette corrélation parfaite entre les vents et les courants s'altère au-dessus du talus continental et n'existe plus au niveau des eaux profondes où les influences du large prédominent. Sous l'influence des vents du sud et du sud-est, les courants côtiers changeront à nouveau de direction. (Une importante exception est décrite dans la prochaine sous-section). De plus, comme nous l'avons vu précédemment, le courant moyen, non influencé par la marée, masque souvent les courants de marée, si bien que les courants sur la plate-forme continentale peuvent rester

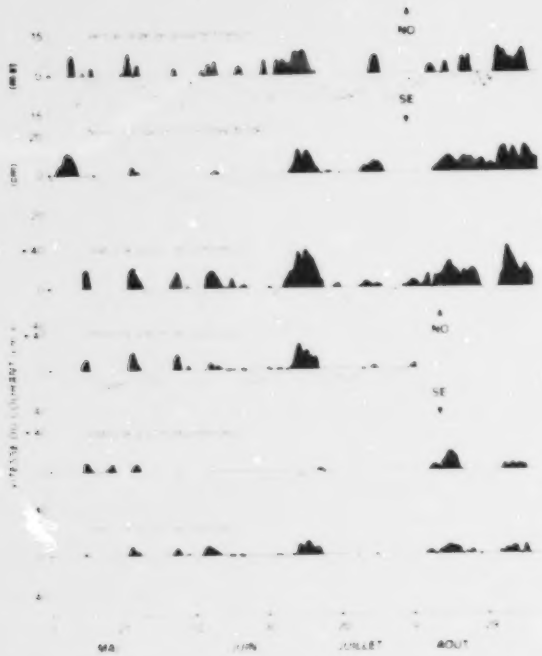


Fig. 13.20 Variations quotidiennes des composantes de vent et de courants le long de la côte, au-dessus de la plate-forme continentale, au large de la pointe Estevan, sur la côte occidentale de l'île Vancouver durant l'été 1979. Le graphique indique aussi la variation, non influencée par la marée, du niveau de la mer dans la baie Nootka avec les valeurs supérieures ou inférieures (cm) au niveau moyen de la mer. Les surfaces noires (positives) des courbes représentent les courants et les vents vers le nord-ouest, tandis que les surfaces blanches (négatives) représentent la circulation vers le sud-est. Les profondeurs auxquelles les courants ont été mesurés sont exprimées en mètres. La station A, à 100 m de profondeur, est à environ 15 km au sud-ouest de la pointe Estevan; la Station B, à 120 m de profondeur, se trouve à 30 km au sud-ouest du même endroit. (Avec l'autorisation de W.R. Crawford)

presque undirectionnels pendant des jours et des semaines, mais connaître certains changements de vitesse provoqués par les mouvements superposés des courants de marée. En raison de l'ampleur des systèmes de vents, ces inversions de courants, non influencés par la marée, au-dessus de la plate-forme continentale, se produisent presque simultanément sur des centaines de kilomètres.

Les observations montrent en outre qu'il y a corrélation directe entre la composante longitudinale du vent côtier et les variations de quelques centimètres du niveau de la mer qui se produisent sur la côte et qui ne sont pas provoquées par la marée. Le vent du nord-ouest tend à repousser légèrement l'eau vers le large, provoquant ainsi un léger abaissement du niveau de la mer, tandis que le vent du sud-est tend à provoquer une légère élévation de ce dernier en poussant l'eau vers la côte. En théorie, il est donc possible d'utiliser la hauteur du niveau de la mer pour déduire la vitesse et la direction des courants moyens le long de la côte, sans mesurer directement ceux-ci. Un autre aspect intéressant de ce léger mouvement d'afflux et de reflux des eaux de la plate-forme continentale est l'importance saisonnière qu'il a dans le renouvellement des eaux profondes dans les inlets, les baies et les autres bassins de la côte externe. Les chercheurs ont constaté, par exemple, qu'en été les eaux du fond sur la plate-forme continentale, au large de l'île Vancouver, étaient généralement pauvres en oxygène dissous. Ces eaux remontent probablement des profondeurs du large sur la plate-forme pour compenser l'entraînement des eaux vers le large par le courant superficiel d'Ekman, engendré par les vents dominants du nord-ouest. Lorsque les conditions sont favorables, les eaux de fond de la plate-forme se déplacent alors vers les terres et pénètrent dans les parties les plus profondes des bassins côtiers tels que l'inlet Alberni et la baie Nootka. Ainsi, l'eau profonde de ces bassins est remplacée par de l'eau à faible teneur en oxygène dissous, contrairement aux processus décrits dans les chapitres précédents. L'hiver, par contre, les eaux du fond sur la plate-forme continentale ont une teneur plus élevée en oxygène grâce à l'action d'un courant de reflux, associé aux vents dominants du sud-est et au mouvement descendant des eaux près de la côte. L'eau de la plate-forme continentale qui réussit à pénétrer dans les bassins côtiers, en hiver, est donc relativement riche en oxygène dissous.

Le courant côtier de l'île Vancouver

Les pêcheurs canadiens de la côte ouest de l'île Vancouver connaissent depuis longtemps le « contre-courant » persistant qui s'écoule près du rivage vers le nord-ouest, contre les vents dominants, pendant la saison estivale de pêche. Des mesures récentes confirment la présence de cet écoulement net indépendant des marées au-dessus de la partie intérieure de la région de la plate-forme continentale (fig. 13.21). En été, ce courant côtier semble être confiné à moins de 15-20 km du rivage et s'étendre vers le nord à plus de 200 km depuis l'entrée du détroit Juan de Fuca jusqu'à au-delà de la péninsule Brooks. Les vitesses maximales du courant sont d'environ 50 cm/s (1 kn) près de la surface et d'environ 15 cm/s près du fond. La vitesse du courant côtier varie en fonction de la vitesse et de la direction des vents dominants, mais seuls des vents du nord-ouest de plus de 15 à 20 m/s (30 à 40 kn) seraient suffisamment puissants pour entraîner une renverse du courant. Lorsque l'intensité du vent diminue, le processus générateur du courant côtier recommence à dominer et le courant s'écoule vers le nord. Au contraire, le courant superficiel indépendant des marées au-dessus de la partie vers la mer de la plate-forme se dirige presque invariablement vers le sud-est en été, entraîné directement par les vents. En hiver, l'écoulement côtier se joint au courant de vent vers le nord et ne se distingue donc pas facilement. À cette période de l'année, la vitesse du courant est fréquemment supérieure à 75 cm/s (1,5 kn).

D'après les conjectures actuelles, le courant côtier serait la continuation de l'écoulement quasi superficiel à densité relativement faible en provenance de la partie canadienne du détroit Juan de Fuca. L'écoulement se dirige vers le nord par le gradient de pression riverain créé par la masse d'eau sortant du détroit. Les vents du nord-ouest s'opposent au gradient de pression et affaiblissent ou renversent le courant côtier; les vents du sud-est font augmenter le gradient de pression et renforcent l'écoulement. Le principal équilibre des forces qui

FIG. 13.21 Courants superficiels dominants au large de l'île Vancouver en été. Le courant côtier est confiné à la portion intérieure de la plate-forme continentale et semble atteindre sa vitesse maximale à environ 15–20 km du rivage. Le courant de vent atteint sa vitesse maximale près du bord de la plate-forme délimitée par l'isobathe de 200 m. En hiver, les directions du vent et du courant de vent sont renversées. (Les chiffres indiquent les vitesses maximales typiques en cm · s en été).

empêche le courant de s'étaler vers le nord se situe entre la partie du gradient de pression dirigée vers le large et la force de Coriolis dirigée vers la côte. Les vents estivaux dominants du nord-ouest peuvent aussi confiner le courant côtier en engendrant des zones frontales de remontées au-dessus du milieu de la plate-forme continentale. En hiver, le ruissellement de l'île Vancouver s'associe sans doute aux vents du sud-ouest pour intensifier l'écoulement, en particulier près de la côte. Toutefois, indépendamment de son origine, le courant côtier est important pour la biologie et la physique de la région voisine du rivage et est un sujet à étudier en priorité.

Destruction d'un mythe

Selon une croyance populaire fort répandue, le climat de la côte ouest est tempéré par un chaud courant du Japon qui forme une espèce de long ruban d'eau chaude entre l'Asie et les côtes de la Colombie-Britannique. Cette conception, fort séduisante, est malheureusement totalement fausse. Le véritable courant du Japon, le Kuroshio, n'existe que dans la partie occidentale du Pacifique et son extension orientale, le courant nord-Pacifique, circule bien au sud de la Colombie-Britannique. En outre, le courant qui s'approche de la côte ouest, le courant subarctique, est une dérive très lente et mal définie qui prend naissance dans une masse d'eau froide, pas dans une eau chaude. Plus édifiant encore peut-être est le fait qu'il faut de 2 à 5 ans à une goutte d'eau pour traverser l'océan Pacifique Nord à la vitesse du courant subarctique, et qu'avec le temps la température des quelque 100 m supérieurs du courant de dérive est presque entièrement contrôlée par les échanges de chaleur avec l'atmosphère et ne dépend plus des origines du courant.

Le climat tempéré de la côte ouest n'est donc pas dû à un courant chaud mais, tout simplement, à un courant dominant l'air maritime dont la température est réglée par les échanges de chaleur avec la couche supérieure de l'océan. En fait, l'océan a une bien plus grande capacité calorifique que l'atmosphère, ce qui lui permet d'emmagasiner une grande quantité de chaleur sans modification importante de la température sous la surface de l'eau. (Une variation de 10°C seulement entre les températures d'été et d'hiver est commune, au large, à environ 10 m de profondeur, alors qu'à Kamloops, par exemple, la variation correspondante de la température de l'air est de 25°C; voir tableau 13.3). C'est pourquoi, l'océan rafraîchit l'air maritime en été, et le réchauffe en hiver. En outre, à cause de l'influence de l'anticyclone nord-Pacifique et de la dépression des Aléoutiennes, l'air maritime plutôt frais du nord-ouest a tendance à couvrir la côte, en été, tandis qu'un air relativement chaud, en provenance du sud-ouest, est amené vers la côte en hiver. Certains se demandent sûrement pourquoi la côte atlantique a un climat plus rude que la côte du Pacifique? La réponse est simple. Cela tient au fait que les systèmes météorologiques se propagent toujours vers l'est et que les Maritimes sont sous l'influence de masses d'air continentales soumises à de grandes variations saisonnières en matière de température et de précipitations.

Chapitre 14. Région de la plate-forme du Nord

Le bassin Reine-Charlotte, le détroit d'Hécate et l'entrée Dixon forment une voie d'eau côtière continue au-dessus de la plate-forme continentale de la côte ouest canadienne (figure. 14.1). À l'exception des larges basses-terres de la rive nord-ouest du détroit d'Hécate, la région se caractérise par un rivage très dentelé, formé d'îles, de hauts-fonds isolés et d'innombrables échancrures qui, lors de la dernière période glaciaire, furent recouverts par des glaciers qui s'étendaient depuis les terrains montagneux du continent et des îles Reine-

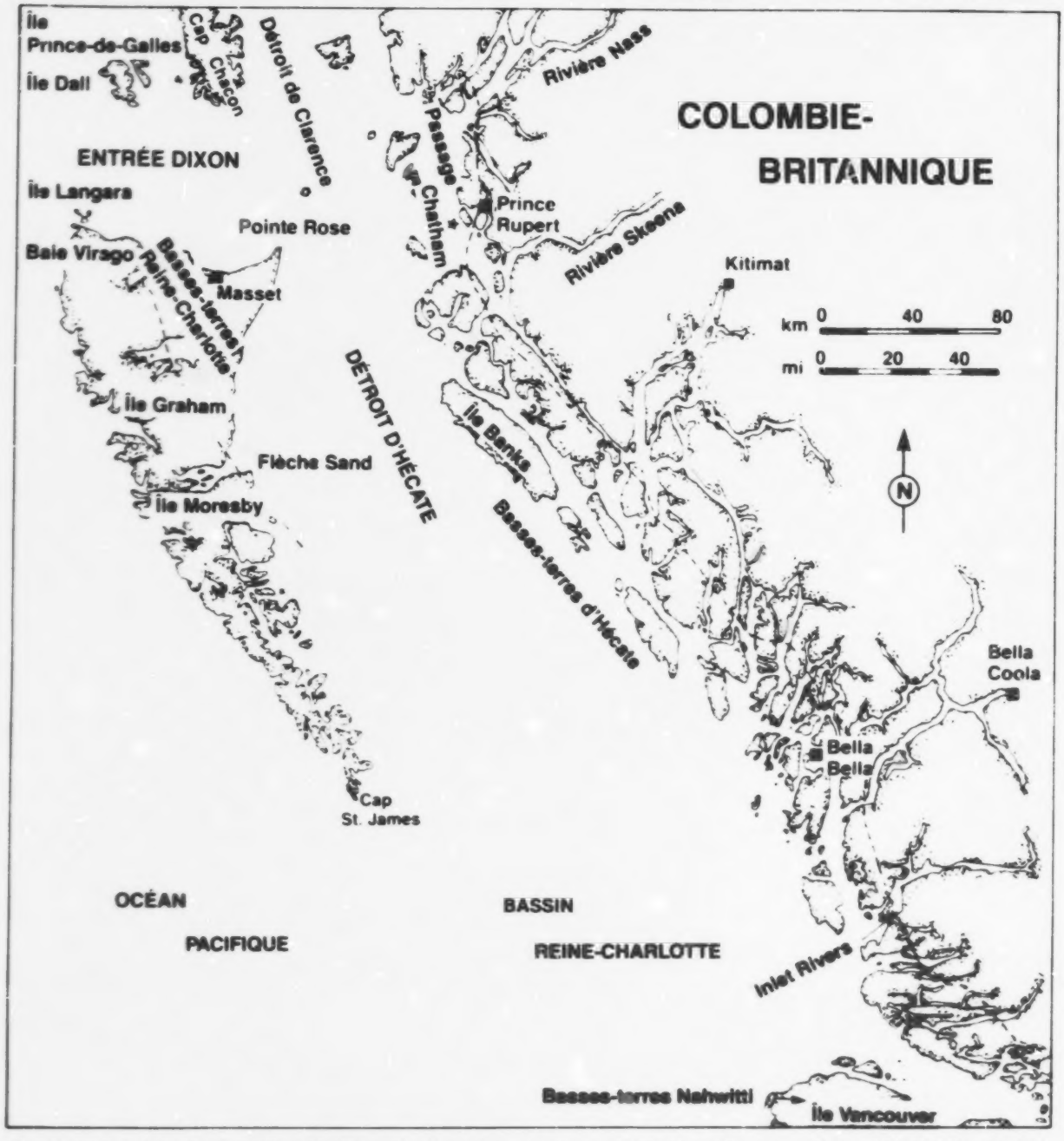


FIG. 14.1. Carte de la côte du Pacifique Nord-Ouest. Les lignes discontinues montrent la limite des basses-terres côtières. L'étoile indique l'endroit d'où sont prises les mesures sur les vagues, près de Prince Rupert.

Charlotte jusqu'à la mer. L'apparence irrégulière de la voie d'eau se réflète dans son fond, composé de fosses rentrantes entre des bancs peu profonds et de vastes hauts-fonds s'étendant jusqu'au détroit d'Hécate à partir du nord de l'île Graham. Sur le plan océanographique, il s'agit d'une région hybride, semblable en beaucoup de points à la haute mer, mais modifiée considérablement par des processus estuariens caractéristiques des eaux côtières protégées. Les processus en eaux profondes, les marées, les vents et les écoulements fluviaux sont autant de facteurs importants de la formation des courants et de la structure de l'eau dans cet environnement marin semi-abrité.

Un peu d'histoire

Bien avant l'arrivée des « découvreurs », les Indiens de la côte nord possédaient l'une des cultures les plus caractéristiques et les plus avancées des Amériques. Les Haïdas, ou « gens », des îles Reine-Charlotte étaient des pêcheurs et des marins particulièrement habiles, dont les canots de guerre aux lignes profilées étaient presque aussi longs que les vaisseaux des premiers explorateurs espagnols et anglais. Les Haïdas, qui étaient également des sculpteurs doués, ont produit une certaine quantité d'oeuvres d'art qui, comme celles des tribus continentales des Kwakiutl et Tsimshian, commencent à peine à être appréciées par le public.

Les Espagnols furent les premiers Européens à naviguer près de la côte ouest de la Colombie-Britannique. Sous le commandement de Juan Perez, ils approchèrent des îles Reine-Charlotte en 1774 avant d'accoster à la baie Nootka (île Vancouver). Quadra suivit en 1775, mais ce fut seulement après le voyage de Cook, en 1778, sur les navires *Resolution* et *Discovery*, que les hommes blancs, ou « Yetshaida » (hommes de fer) comme les appelaient les Haïdas, commencèrent à explorer véritablement les eaux côtières du Nord. Cette année-là, lors de son séjour à Nootka, Cook avait reçu un certain nombre d'épaisses et moelleuses fourrures de loutre marine qui, après sa mort à Hawaii, furent vendues à fort prix par des membres de son équipage à leur arrivée en Chine en 1779. Lorsque la nouvelle de cette aubaine se répandit, de nombreux commerçants de divers pays se rendirent en bateau sur la côte pour trouver des fourrures qu'ils pourraient revendre en Chine.

La recherche des fourrures fut le mobile de la plupart des premières explorations de la côte. Par exemple, l'entrée Dixon fut nommée d'après le capitaine George Dixon, commandant du *Queen Charlotte*, navire de 200 t qui franchit l'embouchure du chenal en 1787 lors d'une expédition de traite de fourrures de loutre marine. Le chenal fut ainsi baptisé en 1788 par Sir Joseph Banks, qui avait été botaniste et naturaliste lors de la circumnavigation de Cook sur l'*Endeavour* entre 1768 et 1771, et qui a donné son nom à l'île Banks dans le détroit d'Hécate. « En route vers le sud, il rencontra une ou des îles importantes, où il se procura un bon nombre de peaux de loutre marine. Doublant l'extrémité sud de la terre qu'il appella cap St. James, il navigua vers le nord le long de la rive est jusqu'à ce qu'il reconnût au loin les hautes montagnes qu'il avait observées quelques jours plus tôt, au nord d'une large échancrure de la côte. Dixon constata que la terre où il avait fait la traite des fourrures formait une ou des îles importantes qu'il nomma, d'après son navire, îles Reine-Charlotte. En 1789, le commandant Gray, à bord du sloop de commerce américain *Washington*, visita ces îles et les nomma d'après son navire. Comme l'appartenance de ces îles fut établie en Grande-Bretagne ... elles portent depuis longtemps le nom actuel d'îles Reine-Charlotte ». (Walbran 1971)

Le détroit d'Hécate reçut son nom en 1861 en l'honneur du navire océanographique H.M. *Hecate*, sloop à roues à aubes, de 780 t, armé de 5 canons et gréé d'une brigantine, qui parcourut la côte de la Colombie-Britannique de décembre 1860 à décembre 1862. Le nom du bassin Reine-Charlotte fut donné en 1786 par le capitaine de l'*Experiment* en l'honneur de la femme de George III d'Angleterre, puis adopté par Vancouver lorsqu'il cartographia la côte entre 1792 et 1794.

Caractéristiques du rivage

La voie d'eau côtière est située dans la dépression d'Hécate, segment d'une région basse qui s'étend du détroit de Puget à l'Alaska (fig. 1.11, 14.1). Cette dépression comprend la plaine étroite et longue de 20 à 50 km sur la côte continentale parsemée d'îles (les basses-terres d'Hécate), la portion nord-est à relief bas de l'île Graham (les basses-terres Reine-Charlotte) et les terres plates et rocheuses du nord de l'île Vancouver (les basses-terres de Nahwitti). À l'est se trouve la chaîne Côtière et à l'ouest l'océan Pacifique et les montagnes des îles Reine-Charlotte. Celles-ci ont des contours particulièrement déchiquetés et plongent directement dans la mer au large de l'ouest de l'île Moresby. Des falaises presque verticales, de plus de 200 m de hauteur, y sont fréquentes, et les courtes plages graveleuses qui s'y sont formées se trouvent la plupart du temps au bord des nombreux fjords qui échancrent la côte extérieure. Le contraste entre cette région et la côte intérieure est frappant.

Le rivage des basses-terres de Nahwitti se compose de baies peu profondes et ouvertes, de zones intertidales rocheuses, de longues plages graveleuses et de nombreux deltas de petites rivières. La côte des basses-terres d'Hécate se caractérise par des plages discontinues composées de sable, de gravier et de blocs, entrecoupées de caps rocheux peu élevés. La rivière Skeena, qui pénètre ces basses-terres à quelques 20 km au sud de Prince Rupert, a le deuxième delta en importance de la Colombie-Britannique et s'étend à environ 30 km vers l'ouest pour pénétrer dans le passage Chatham et les chenaux adjacents. Contrairement à la plupart des deltas de la Colombie-Britannique, celui-ci n'est ni situé à la tête d'un inlet, ni directement exposé à une grande masse d'eau, et il ne présente aucune batture étendue. Cependant, les sédiments fluviaux ont élargi le delta en « cimentant » les différentes îles situées côté mer de l'embouchure. Des courants à l'embouchure, qui peuvent atteindre des vitesses supérieures à 1,5 m/s (3 kn), ont formé de vastes barres recouvertes de mégarides

espacées de plus de 10 m et atteignant jusqu'à 0,5 m de hauteur.

Les basses-terres Reine-Charlotte possèdent certaines des formes les plus fascinantes des plages de la Colombie-Britannique. Le long de la baie Virago, de grandes plages ont été créées par l'érosion due aux vagues et par le mouvement d'afflux, créé par les courants de sédiments de fond venant du large. Entre Masset et la pointe Rose à l'est, des processus semblables ont formé une plage sableuse continue, dont la basse plage, large de 200 m, s'incline doucement dans l'entrée Dixon (fig. 14.2). La haute plage se caractérise par une série de dunes et d'anciennes formations de plage qui s'élèvent jusqu'à 10 m au-dessus du présent niveau de la mer. Une partie de l'importante quantité de sédiments issus de la côte élargit la plage, et l'autre est transportée vers l'est dans la zone littorale, où elle contribue à la longue à l'engraissement de la flèche Rose, qui s'avance à plus de 12 km au nord-est des arbres de la pointe Rose. Ce type de milieu se poursuit sur environ 65 km au sud de la flèche Rose, à la différence près que la basse plage est plus abrupte et plus étroite et se compose de sédiments plus grossiers que ceux qui forment les plages de la côte nord. Dans cette région, la hauteur des falaises varie de 15 à 60 m et des dunes se sont formés à 100–200 m en deçà de la haute plage (voir la fig. 8.11). Contrairement à la côte nord où l'érosion est faible, des processus littoraux charrient les sédiments de plage vers le nord et la flèche Rose.

La flèche Sand est une autre formation, créée par l'accumulation de sédiments dans les basses-terres Reine-Charlotte, qui s'étend en courbe, sur presque 5,5 km, en travers de l'entrée de l'inlet Skidegate. Cette flèche ainsi que les plages qui s'érodent à la longue plus au nord indiquent la présence d'une dérive superficielle nette vers le nord le long des rives ouest du détroit d'Hécate.

Bathymétrie

L'entrée Dixon est une dépression d'est en ouest dans la plate-forme continentale, bordée sur plus de 170 km par les îles montagneuses Dall et Prince-de-Galles au nord, et par l'île Graham au sud. Côté mer, l'entrée Dixon est composée de deux chenaux, profonds de 400 m, qui sont séparés par le banc Learmonth, crête peu profonde qui s'élève jusqu'à moins de 35 m de la

FIG. 14.2. Large plage sableuse, baie McIntyre face à l'entrée Dixon sur l'île Graham, îles Reine-Charlotte. Les plages au nord-est de l'île Graham sont différentes de la plupart de celles de la côte de la Colombie-Britannique. Les sédiments sont abondants, les plages sont larges et la haute plage est parcourue d'importantes dunes sableuses. (Avec l'autorisation de J. Harper)

surface (fig. 14.3). À l'est, ces chenaux se rejoignent pour former une seule dépression qui s'exhausse peu à peu jusqu'à 270 m, au-dessus d'un seuil situé au sud du cap Chacon, puis remonte encore plus rapidement, au-dessus de la crête sous-marine qui sépare l'entrée Dixon et le passage Chatham. L'axe principal de la dépression se poursuit dans le détroit de Clarence, cuvette profonde de 400 m qui s'étend vers la mer sur 200 km à travers l'appendice sud-est de l'Alaska.

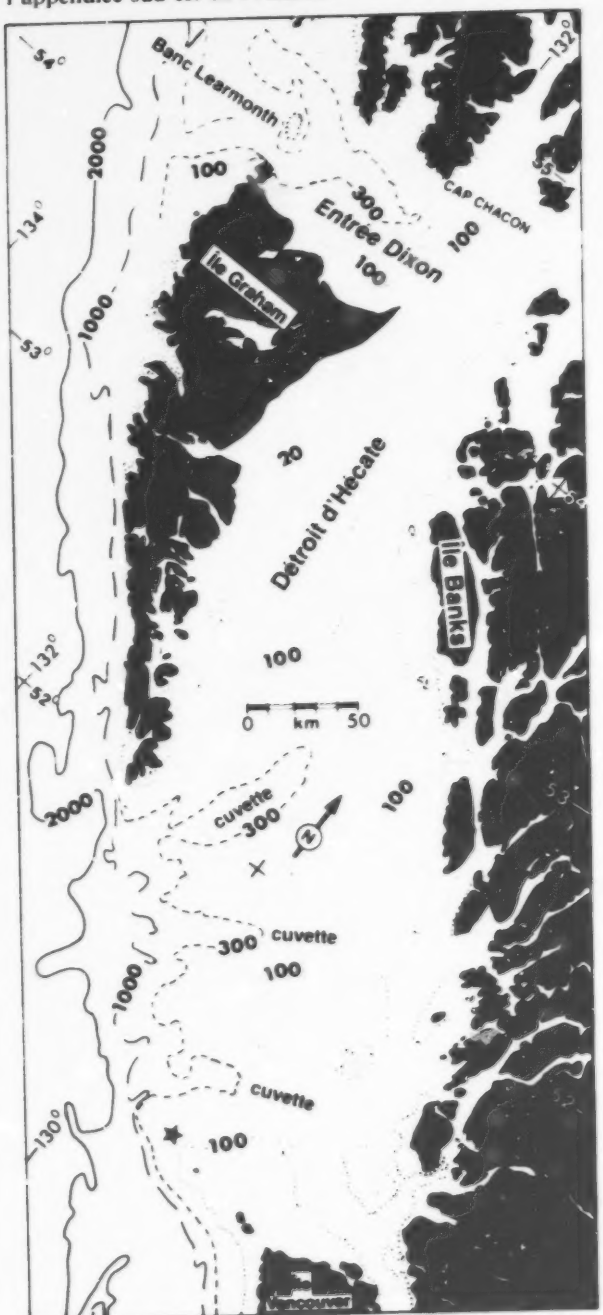


FIG. 14.3. Bathymétrie des eaux côtières du nord-ouest (m). Les régions délimitées par un pointillé indiquent des portions peu profondes des bancs (D'après Chase *et al.* 1975).

Le détroit d'Hécate est le moins profond, le moins exposé et le plus bathymétriquement régulier des principaux chenaux qui composent la dépression d'Hécate. L'axe du détroit est une vallée sous-marine étroite et longue de 220 km, qui longe le flanc du continent et dont les profondeurs varient d'environ 300 m au sud à environ 50 m au nord. Le côté nord-ouest du détroit est formé d'une large plate-forme composée de sable et de gravier glaciaires, épaisse de moins de 100 m, adjacente à la plaine côtière ou à la plage progradée de l'est de l'île Graham.

À cause de la présence de bancs peu profonds et de trois larges cuvettes qui entrecoupent la plate-forme continentale à des profondeurs de 350–400 m (fig. 14.3), la bathymétrie du bassin Reine-Charlotte est beaucoup plus complexe que celle du détroit d'Hécate ou de l'entrée Dixon. La cuvette la plus au nord est la plus irrégulière et la plus étendue et s'étend sur 270 km vers le nord, le long d'une dépression faillée, taillée par la glace en chenal profond — le détroit d'Hécate. Par contre, les cuvettes du centre et du sud s'exhaussent plutôt lentement vers la côte continentale; celle du sud se divise en deux à environ 60 km du rebord de la plate-forme, et l'un des embranchements se prolonge dans le détroit de la Reine-Charlotte au sud-est. Un seuil peu profond est situé à l'entrée côté mer de chacune des trois cuvettes, séparées par de larges bancs peu profonds, qui sont dragués par de petits chalutiers. Ces seuils et ces bancs auraient une origine glaciaire et sont composés en partie de moraines de retrait et de dépôts fluvio-glaciaires, déposés lors de recul des glaciers. Des puits d'exploration d'hydrocarbures, forés sur les bancs dans les années 1960, rencontraient souvent des couches de sédiments marins épaisses de 3 km.

Le talus continental au large du bassin Reine-Charlotte est en pente relativement douce parce que les cours d'eau charrient des sédiments des montagnes côtières vers la mer. Les îles Reine-Charlotte auraient été contiguës à l'île Vancouver et ainsi auraient bloqué le passage entre le bassin et l'océan Pacifique. La configuration actuelle est due au mouvement vers le nord des îles Reine-Charlotte le long de la faille du même nom.

Glaciation

Au cours des derniers millions d'années, lors de nombreuses périodes de refroidissement du climat mondial, d'importantes nappes de glace, descendant des terrains montagneux, ont envahi la voie d'eau côtière. Les épaisses couches de débris, déposés au cours des intervalles non glaciaires par le retrait et l'avancée des glaciers, furent remodelées par les cours d'eau, les vagues et les courants de marée et produisirent les sédiments, les reliefs et la bathymétrie particuliers à cette région.

La structure actuelle de la voie d'eau était déjà bien établie à la fin de la dernière période glaciaire, mais, à cause de l'affaissement isostatique de la croûte terrestre sous le poids de la glace, la dépression d'Hécate et les fjords adjacents demeurèrent sous le niveau de la mer

lorsque les glaciers se retirèrent de la côte. Lorsque la croûte terrestre trouva son nouvel équilibre, les boues marines et glacio-marines qui avaient été déposées sur cette région furent soulevées bien au-dessus du niveau actuel de la mer. En général, l'élévation maximale à laquelle des dépôts marins se retrouvent aujourd'hui sur les terres décroît de la côte intérieure vers la côte extérieure, ce qui correspond à une diminution vers la mer de l'épaisseur des anciens glaciers. Par exemple, à Kitimat, des dépôts marins gisent à des altitudes supérieures à 200 m; sur la côte extérieure des îles Reine-Charlotte, ils ne dépassent pas 20 m au-dessus du niveau de la mer.

La position du niveau de la mer par rapport aux terres a subi des nombreuses variations importantes depuis la dernière glaciation. Par exemple, dans la région de Terrace–Kitimat, la côte a atteint, il y a environ 11 000 ans, son niveau de submergence maximal (pour la région du détroit de Géorgie, il y a environ 13 000 années), alors que la côte extérieure des îles Reine-Charlotte était, à ce moment, à quelque 30 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Selon des spécialistes de la géologie marine, les conditions dans la région des îles Reine-Charlotte s'expliquent ainsi : les eaux retirées des océans mondiaux pour créer les glaciers (effet eustatique) eurent dans cette région une influence plus grande que l'affaissement de la croûte (effet isostatique) causé par une nappe de glace plus mince à cet endroit. L'interaction des plaques crustales, apportant les différences dans les mouvements verticaux entre les côtes intérieures et extérieures, a également contribué à une évolution différente de leurs niveaux de la mer respectifs. Sauf sur la côte extérieure, la déglaciation s'accompagna et fut suivie d'un relèvement isostatique et d'une baisse relative du niveau de la mer. La limite terre–mer sur la côte intérieure atteignit une position semblable à celle d'aujourd'hui il y a entre 9 000 et 10 000 ans, mais continua à s'abaisser encore de 10 m pendant les quelques milliers d'années suivants. À part quelques variations mineures, le niveau de la mer s'est élevé depuis et continuera de s'élever, car les glaciers fondent partout dans le monde. La présence de plages progradées sur la côte nord de l'île Graham est une exception à cette tendance et témoigne d'un soulèvement tectonique suivi d'une avancée du rivage vers la mer. Cette interprétation est confirmée par des enregistrements faits sur une période de près de 40 ans par des marégraphes à Sitka et à Juneau dans l'appendice sud-est d'Alaska, où les niveaux de la mer s'abaissent en moyenne de 2,3 mm/a et de 11,5 mm/a respectivement. Cependant, à Prince Rupert, agglomération située beaucoup plus à l'est, le niveau de la mer s'élève d'environ 0,5 mm/a. À titre de comparaison, mentionnons que le niveau de la mer à Tofino et à Neah Bay s'abaisse d'environ 0,8 mm/a et 1,3 mm/a respectivement, et le niveau de la mer à Victoria et à Seattle s'élève de 0,6 mm/a et de 1,9 mm/a respectivement.

Température et salinité

La température et la salinité des eaux de surface dans la voie d'eau côtière varient de façon saisonnière selon le rayonnement descendant et la quantité d'écoulement d'eau douce. Pour la majeure partie de cette région, la variation annuelle de salinité de surface est de 28 à 32 ‰, les valeurs maximales se produisant en hiver et les valeurs minimales en été. Du côté ouest de la voie d'eau côtière, l'eau tend à être plus salée que du côté continental, car elle est adoucie par le drainage issu des montagnes. Cet effet est particulièrement prononcé dans le passage Chatham et le long de l'extrémité nord de l'entrée Dixon qui reçoivent la majeure partie de l'écoulement limoneux des rivières Nass et Skeena. Le débit combiné de ces rivières, d'environ 5 700 m^3/s (200 000 pi^3/s) au début de juin, se compare avec celui du fleuve Fraser.

Les températures moyennes de la surface de la mer varient d'environ 6°C en avril à environ 14°C en août; les eaux de l'entrée Dixon sont beaucoup plus froides que celles du détroit d'Hécate et du bassin Reine-Charlotte. La température des eaux superficielles peut s'écarter fortement de la moyenne pendant un mois donné (tableau 14.1). Contrairement à ce qui se produit en haute mer, dans la voie d'eau côtière, les températures maximales de la surface ne sont pas atteintes à la fin de la période de réchauffement, soit à la mi-août, ni les températures minimales à la fin de la saison de refroidissement, soit en mars, parce que les courants engendrés par des vents apportent de l'eau relativement froide en été et relativement chaude en hiver pour équilibrer un peu l'effet du réchauffement solaire. Une variation saisonnière inverse se produit dans les eaux profondes de la voie d'eau qui sont plus froides et plus salées en été qu'en hiver. Deux processus peuvent expliquer ce phénomène : premièrement, des vents du nord-ouest le long de la côte extérieure entraînent en été les eaux de surface vers la mer et donc déplacent les eaux océaniques profondes vers la plate-forme continentale; deuxièmement,

TABLEAU 14.1 Variations mensuelles des températures moyennes de la surface de la mer, de la vitesse du vent et des températures de l'air pour les eaux côtières du nord-ouest (50–55°N). Pour un mois donné, les valeurs minimales de la température de l'eau se retrouvent généralement à l'extrémité nord, et les valeurs maximales à l'extrémité sud de la voie d'eau. Les vitesses maximales du vent se situent le long de la côte extérieure, et les vitesses minimales le long de la côte continentale pour chaque mois. Les valeurs minimales de la température de la mer se retrouvent généralement à l'extrémité nord, et les valeurs maximales à l'extrémité sud de la voie d'eau. (D'après l'*U.S. Department of Commerce* 1978)

Mois	Surface de la mer (°C)	Vitesse du vent (*m/s*)	Air (°C)
Janv.	3–11	6–9	3–6
Févr.	3–11	9	4–6
Mars	2–12	6–9	4–6
Avr.	3–12	6–8	6–8
Mai	5–14	5–6	8–10
Juin	7–16	4–6	11–12
Juill.	9–18	4–6	13–15
Août	10–20	4–6	14–16
Sept.	9–18	4–7	13–15
Oct.	7–17	5–9	10–14
Nov.	5–14	7–10	6–10
Déc.	4–13	6–10	4–8

l'accroissement de l'écoulement d'eau saumâtre venant de la voie d'eau en été accentue l'écoulement vers l'intérieur profond de la circulation estuarienne.

L'influence de l'apport d'eau douce est particulièrement ressentie dans l'entrée Dixon à la fin du printemps et en été, époques où les rivières Nass et Skeena s'écoulent vers la mer en une couche saumâtre relativement chaude, de 10 à 20 m d'épaisseur, qui longe l'extrémité nord du chenal. Par contre, dans la moitié sud du chenal, de l'eau océanique plus froide et plus salée est généralement présente au même moment.

Vents

Les vents dominants au-dessus de la voie d'eau côtière sont associés au même système de pression semi-permanent à grande échelle que celui qui détermine le régime des vents en haute mer; il s'agit de la dépression des Aléoutiennes en hiver et de l'anticyclone du Pacifique Nord en été. Il y a toutefois d'importantes différences dans les vents au-dessus des deux régions. Au-dessus de la voie d'eau, par exemple, les vents soufflent en général parallèlement à la côte à cause de l'effet de canalisation des montagnes adjacentes. La vitesse moyenne des vents diminue donc de façon abrupte en direction du rivage continental, peut-être à cause de la dissipation des systèmes de vent lorsque ceux-ci traversent la côte et de l'accroissement de la résistante de frottement sous l'influence du terrain adjacent. En général, la fréquence et l'intensité des vents du sud-est sont plus importantes au-dessus du secteur nord de la voie d'eau qu'au-dessus du secteur sud, alors que la fréquence et l'intensité des vents du nord-ouest est plus importante au sud qu'au nord.

C'est aux mois de juin, juillet et août qu'il est le plus agréable de naviguer sur la voie d'eau côtière. Pendant cette période, les vents moyens varient de 5,5 m/s (11 kn) du côté mer du chenal à 4 m/s (8 kn) près de la côte continentale, et les vitesses sont supérieures à la force 8 (34 kn) moins de 5 % du temps (tableau 14.1). Les vents dominants viennent de l'ouest à l'entrée Dixon et du nord-ouest dans le bassin Reine-Charlotte. Les conditions demeurent généralement favorables à la navigation jusqu'au début de septembre, mais se détériorent rapidement dès octobre, mois où commence la saison des tempêtes. Les vents dominants virent au sud-est et s'intensifient fortement. En octobre, les vitesses moyennes des vents varient d'environ 9,5 m/s (19 kn) le long de la côte extérieure à 6 m/s (12 kn) le long de la bordure est de la voie d'eau et sont supérieurs à la force 8 de 5 à 10 % du temps. De novembre à février, les vents soufflent avec une force égale ou supérieure à la force 8 plus de 10 % du temps. Pendant la majeure partie de cette période, les vents varient en moyenne de 10 m/s (20 kn) à l'embouchure de l'entrée Dixon et du bassin Reine-Charlotte à environ 7,5 m/s (15 kn) le long du côté continental. Bien que les vents du sud-est soient les plus fréquents (fréquence de 20 %), les vents du sud, du sud-ouest et de l'ouest soufflent presque aussi régulièrement. D'avril à juin, le vent s'affaiblit graduellement et vient de plus en plus souvent de l'ouest.

En plus des vents de tempête associés aux dépressions en migration et aux systèmes frontaux qui y sont associés, de forts vents squamish soufflent périodiquement vers la mer, le long des inlets continentaux, en hiver, par temps clair. Généralement déclenchés par une baisse de pression au large, ces efflux d'air intérieur froid peuvent atteindre des vitesses supérieures à 25 m/s (50 kn) et poursuivre leur course sur de nombreux kilomètres au-delà de l'embouchure de l'inlet avant que ne se dissipe latéralement leur quantité de mouvement. Les williwaws (phénomène un peu semblable mais plus localisé, créé par le drainage d'air froid vers la mer à partir d'une région élevée) sont des bourrasques, qui soufflent fréquemment le long des étroits inlets et des vallées de la côte ouest des îles Reine-Charlotte.

Brouillards

Le tableau 14.2 indique la moyenne saisonnière de jours de brouillard pour quatre endroits au-dessus des eaux côtières du nord. De même que pour les côtes extérieures de l'île Vancouver et de l'ouest de l'État de Washington, la fréquence du brouillard de mer au-dessus de la voie d'eau côtière est plus importante en été (juin à septembre) qu'en automne ou en hiver (octobre et février). Le brouillard est en général plus fréquent au-dessus de l'entrée du bassin Reine-Charlotte et de l'entrée Dixon qu'au-dessus du rivage continental ou du détroit d'Hécate, bien que, dans ces régions, à cause de l'absence de remontées d'eau intenses, aucun phénomène ne ressemble au brouillard d'été persistant qui se manifeste sur les côtes exposées plus au sud (tableau 14.2).

TABLEAU 14.2. Nombre de jours de brouillard sur 3 mo à quatre emplacements de la côte nord. (Tiré des *British Columbia Sailing Directions*, vol. II, 1977)

Emplacement	Janv.-Mars	Avr.-Juin	Juill.-Sept.	Oct.-Déc.
Prince Rupert	1	4	10	1
Cap St. James	5	7	11	7
Langara	1	3	6	1
Flèche Sand	2	2	2	2

Août et septembre sont les mois les plus brumeux ; de 10 à 15 % des jours, le brouillard sévit. Le brouillard apparaît moins de 5 % du temps d'octobre à février, environ 5 % du temps en mars et en avril, et environ 10 % du temps en mai, juin et juillet. Les vents frais qui accompagnent parfois ces brouillards en été peuvent faire lever l'humidité jusqu'à une couche très basse de stratus et ainsi améliorer la visibilité, mais, en général, des visibilités presque nulles persistent plusieurs jours sur de grandes régions de la voie d'eau côtière.

Vagues

À cause de l'étendue limitée et de la nature partiellement abritée de la voie d'eau côtière, les vagues sont généralement moins fortes qu'en haute mer plus à

l'ouest. L'importance des vagues croît graduellement dans la voie d'eau côtière, les hauteurs moyennes des vagues à l'entrée Dixon étant un peu plus faibles que celles du bassin Reine-Charlotte, mais plus fortes que celles du détroit d'Hécate.

L'entrée Dixon est protégée des vagues océaniques qui proviennent du quadrant sud, et le bassin Reine-Charlotte, des vagues qui proviennent du quadrant nord. La houle qui pénètre dans les mers intérieures à partir de l'ouest se déplace au contraire sur une distance considérable avant que sa hauteur ne soit réduite par la réfraction et le déferlement dans des eaux de moins en moins profondes; au-dessus des bancs peu profonds du bassin Reine-Charlotte et du banc Learmonth dans l'entrée Dixon, la houle peut en fait être amplifiée par la concentration causée par les courbes du fond (voir le chapitre 6). Le banc Learmonth, en particulier, est remarquable pour les clapotis importants qui s'y forment lorsque des vagues amplifiées se déplacent contre un courant de jusant accéléré au-dessus du banc.

Le bassin Reine-Charlotte et l'extrémité sud du détroit d'Hécate sont particulièrement vulnérables aux vagues océaniques du sud-ouest qui, favorisées par les vents, s'atténuent peu lorsqu'elles se propagent vers le nord. De plus, des systèmes frontaux peuvent engendrer rapidement des houles très abruptes au-dessus de la région étendue de hauts-fonds adjacente à la côte est des îles Reine-Charlotte et obliger l'infortuné marin à les étaler.

Les vagues sont plus importantes en automne et en hiver et plus faibles au printemps et en été. Des vagues dont les hauteurs sont supérieures à 3,5 m se manifestent en moyenne de 20 à 30 % du temps le long des extrémités extérieures de la voie d'eau d'octobre à janvier, mais leur fréquence diminue à environ 10 % le long du continent. De février à mars, la fréquence des houles dont la hauteur est supérieure à 3,5 m tombe à 15 % sur la côte extérieure, et à 5 % sur la côte continentale. De la fin du printemps à la fin de septembre, moment où les tempêtes recommencent à s'abattre sur la côte avec une vigueur accrue, la fréquence des mers dangereuses est inférieure à 5 % pour toute la région. La hausse « soudaine » de la force du vent et de l'activité des vagues qui a lieu entre septembre et octobre est caractéristique de toute la côte.

La rapidité avec laquelle les vagues extrêmes peuvent apparaître en automne dans la voie d'eau côtière a été particulièrement remarquée en 1968 par les travailleurs de la plate-forme de forage Shell (SEDCO 135F), ancrée par 137 m de fond au large du cap St. James dans le bassin Reine-Charlotte. À partir de la mi-octobre, des mers puissantes s'abattirent sur la plate-forme pendant 16 jours, les tempêtes se suivant et engendrant des vagues de 9 à 15 m. Entre les tempêtes, la hauteur des vagues ne fut jamais inférieure à 3 m. « Le 22 octobre, une tempête à déplacement rapide, accompagnée de vents soufflant à 80 kn, produisit les pires conditions. Des mers entièrement levées et des houles en provenance du sud-est et du sud-ouest se combinèrent pour créer des vagues significatives dont la hauteur était supérieure à 65 pi (20 m). Au moins une vague de près de 100 pi de hauteur s'écrasa contre la plate-forme. On a pu déterminer avec précision la hauteur de cette vague géante, car le creux de la vague exposa un pilier inférieur de la plate-forme alors que les crêtes de la vague s'élevèrent juste sous la tour de contrôle située sous le pont principal. Le navire *Gulf Jean* observa des murs d'embruns qui passèrent par-dessus le pont principal en même temps que les vagues les plus importantes.

« L'aspect le plus dangereux de ces tempêtes n'est pas l'ampleur des vagues engendrées, mais la rapidité avec laquelle les conditions de travail varient de difficiles à dangereuses ou impossibles. À 15 h, le 22 octobre, les vagues atteignirent 10 pi de hauteur. En moins de 8 h, les vagues atteignirent des hauteurs de 60 pi et rendirent toutes les opérations en bateau extrêmement dangereuses. Peu de temps après, la hauteur des vagues s'accrut encore plus rapidement.» (James 1969). La figure 14.4 montre les hauteurs des vagues observées par le personnel de Southeastern Drilling et Shell du Canada, qui se trouvait à bord de la plate-forme pendant la tempête.

La rapidité avec laquelle des vagues extrêmes surgirent fut causée, dans ce cas-ci, par deux processus. Premièrement, la tempête avançait vers l'est aussi rapidement que les vagues les plus importantes qu'elle engendrait, en entraînant une accumulation d'énergie de vagues au bord antérieur de la tempête. Deuxièmement, l'arrivée des vagues coïncidait avec un courant de jusant contraire en provenance du bassin Reine-Charlotte. La « géante » de 30,5 m était probablement une vague insolite créée pendant le bref instant où les vagues les plus importantes étaient en harmonie, à proximité de la plate-forme.

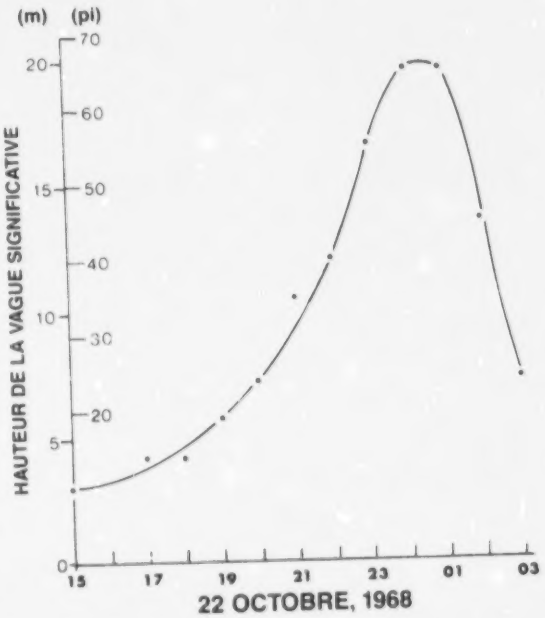


FIG. 14.4 Hauteurs des vagues observées à partir de la plate-forme de forage SEDCO 135F, ancrée par 137 m de fond au large du cap St. James. (Tiré de James 1969)

Passage Chatham

On obtint des mesures de septembre 1972 à juin 1973 à partir d'un enregistreur de vagues, ancré par 90 m de fond, à environ 2 km à l'ouest du port de Prince Rupert. Il s'agit là d'une des quelques tentatives effectuées pour déterminer les distributions de la hauteur des vagues dans les eaux côtières du nord, bien que, à cause de la nature abritée de la région, les résultats ne soient pas représentatifs de toute la voie d'eau côtière.

Les observations ont montré que la plupart des vagues atteignaient des hauteurs inférieures à 1 m et de courtes périodes de 2 à 5 s, caractéristiques de mers engendrées localement dans le passage Chatham. De basses houles, qui pénétraient dans le passage après s'être propagées sur toute la longueur de l'entrée Dixon, soit 50 km, étaient fréquentes, et les houles dont les périodes variaient de 8 à 10 s composaient 20 % de toutes les vagues observées. Lorsque ces houles atteignaient finalement la partie intérieure de la côte, les effets de réfraction et de dissipation avaient considérablement réduit leur hauteur; seulement 10 % de ces houles étaient supérieures à 1 m. Pendant la période d'observation, les hauteurs de la vague significative demeurèrent inférieures à 3 m. En hiver, des houles qui se propagent vers l'est persistent souvent pendant 2 ou 3 jours, mais les hauteurs de ces vagues ne sont supérieures à 2 m que moins d'une journée lors de chaque tempête.

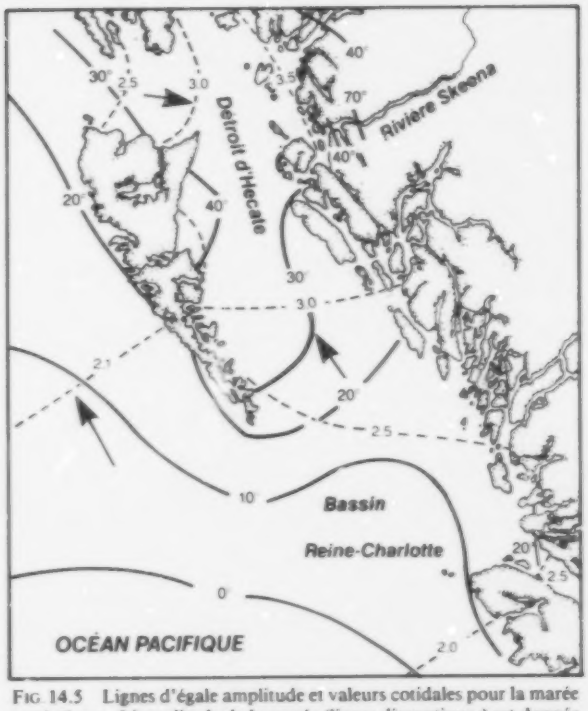


FIG 14.5 Lignes d'égale amplitude et valeurs cotidales pour la marée semi-diurne. L'amplitude de la marée (lignes discontinues) est donnée en mètres; la phase de la marée (lignes continues) est donnée en degrés. Une différence de 29° correspond à une différence de 1 h. Une flèche indique la direction de la propagation de la marée.

Marées

Dans cette région, les marées sont de type mixte et à prédominance semi-diurne et oscillent de concert avec celles du Pacifique Nord adjacent. Les hauts-fonds présents dans cette région font passer l'amplitude de la marée semi-diurne d'environ 2,4 m près de l'embouchure du bassin Reine-Charlotte à environ 3 m à mi-chemin du détroit d'Hécate, et de 2,4 m à l'embouchure de l'entrée Dixon à 3,7 m le long de sa rive est, notamment dans le passage Chatham (fig. 14.5). Les valeurs correspondantes de la marée moyenne varient de 3 m à l'entrée du bassin Reine-Charlotte à 4,8 m à mi-chemin le long du détroit d'Hécate, et d'environ 3,5 m à l'entrée Dixon à 5 m à Prince Rupert. Des amplitudes de la marée supérieure à 7 m se rencontrent, lors de fortes marées, dans le chenal Skidegate, qui sépare les îles Graham et Moresby, ainsi qu'à proximité de Prince Rupert. L'amplitude moyenne s'accroît pour atteindre parfois 4,9 m, la marée se propageant dans les inlets profonds et étroits de la côte continentale.

Les marées qui se propagent vers le nord et le sud dans le détroit de Géorgie se trouvent à l'extrémité nord du détroit. Une situation semblable se présente dans le secteur nord du détroit d'Hécate, là où le flot en direction nord dans le bassin Reine-Charlotte rencontre le flot dirigé vers le sud en provenance de l'entrée Dixon. La confluence de ces marées se produit sur une région mal définie, mais il semblerait que ce soit à quelque 45–55 km plus au nord en hiver qu'en été. Parce que les ondes de marée sont en partie réfléchies dans cette région, les marées dans le détroit d'Hécate et l'entrée Dixon devraient se comporter en ondes stationnaires modifiées.

La marée met environ 30 min à atteindre l'extrémité nord du détroit d'Hécate à partir de n'importe laquelle des deux entrées qui communiquent avec l'océan; la marée combinée se dirige ensuite vers l'ouest à travers le détroit et parvient aux rives de l'île Graham environ 15 min plus tard. Dans toute la voie d'eau côtière, un stade particulier de la marée ne diffère donc que de 1 h au plus, un peu comme la différence de 30 min propre aux marées du détroit de Géorgie. Ce fait ainsi que des observations récentes des courants indiqueraient que les marées dans la voie d'eau côtière s'apparentent étroitement à des ondes stationnaires.

Circulation

Les mouvements d'eau superficielle dans la voie d'eau côtière sont dominés par des courants de marées semi-diurnes qui se modifient constamment sous l'effet du vent, de l'écoulement, de la forme du fond et de la configuration du rivage. À certains moments de l'année, des courants engendrés par le vent et l'eau saumâtre se déplaçant vers la mer peuvent être assez puissants pour masquer temporairement les flots et les jusants normaux des courants de surface et donner aux eaux des directions qui persistent plusieurs jours durant. Comme prévu, de telles conditions sont particulièrement bien établies dans de nombreux inlets et passages adjacents

pendant le printemps et l'été, époques où l'écoulement des cours d'eau a tendance à créer un jusant persistant dans la couche supérieure et un flot plus faible en profondeur.

Courants de marée

Sauf en cas de vents vigoureux ou d'écoulements particulièrement importants, les courants de surface dans le détroit d'Hécate et le bassin Reine-Charlotte sont composés de courants de marée qui circulent dans le sens horaire et dont la direction et la vitesse varient régulièrement pendant un cycle d'environ 12½ h. La rotation du courant de marée est bien développée, particulièrement dans les extrémités extérieures du bassin Reine-Charlotte, là où des mouvements horizontaux ne sont à peu près pas perturbés par les terres. Dans cette région, les flots principaux se situent au nord-est et les jusants les plus importants au sud-ouest (fig. 14.6).

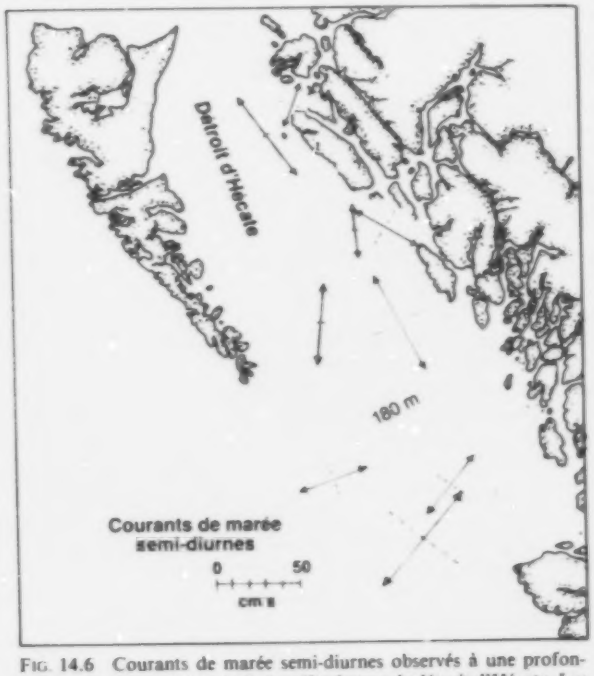


FIG. 14.6 Courants de marée semi-diurnes observés à une profondeur de 15 m dans le bassin Reine-Charlotte et le détroit d'Hécate. Les lignes continues et les flèches donnent l'orientation des jusants et flots principaux; les lignes discontinues à angle droit par rapport à ces flèches indiquent les directions d'écoulement secondaires des courants de marée en rotation. L'échelle donne la vitesse au milieu de chaque axe. (Avec l'autorisation de S. Huggett)

Les vitesses maximales atteignent 50 cm/s (1 kn) au moment des marées de vive eau et tombent à environ 25 cm/s pendant les marées de morte eau. Comme, du fait de la rotation de la Terre, les vecteurs de courant changent de direction de façon cyclique en conservant à peu près la même vitesse, il ne s'y produit aucune étale. Plus près de la rive, les ellipses de marée deviennent en général de plus en plus rectilignes, et leurs axes principaux sont alignés parallèlement à la direction des chenaux entrants. Dans de nombreux cas, l'écoulement s'accélère lorsqu'il franchit les embouchures resserrées de ces voies d'eau menant vers l'intérieur. Il existe cependant des exceptions. Il semble que les courants de marée situés dans les portions centrales de certaines des grandes ouvertures qui touchent au bassin Reine-Charlotte conservent leur nature giratoire à cause de la courbe du rivage et du morcellement des courants en chenaux. (Ceux qui aimeraient obtenir des informations plus détaillées sur les courants dans ces chenaux intérieurs peuvent consulter le *Sailing Directions British Columbia Coast (North Portion)* vol. II, 8e éd. 1981).

Les courants de marée dans le détroit d'Hécate sont essentiellement rectilignes à cause des contraintes, imposées par le fond en forme de vallée, à l'écoulement qui traverse le détroit (fig. 14.6). Les flots se dirigent donc vers le nord et les jusants vers le sud à des vitesses maximales d'environ 50 cm/s. Les courants de marée superficiels se déforment considérablement près des rivages dentelés du continent et des côtes de l'île Moresby. Les moments d'un stade donné du courant le long du détroit d'Hécate (par exemple, le flot ou le jusant maximal) sont progressivement retardés par rapport à ceux qui se manifestent à l'entrée côté mer du bassin Reine-Charlotte et atteignent un décalage maximal de près de 2 h à la latitude de l'île Banks (fig. 14.7). Puisque, pour la même distance, la marée retarde de moins de 1 h seulement, celle-ci semble s'éloigner graduellement d'une onde de type stationnaire en se déplaçant le long du détroit. C'est bien cela qui se passe lorsque la marée qui se propage vers le nord dans le détroit d'Hécate rejoint la portion de marée qui s'avance le long de l'entrée Dixon. D'un point de vue plus pratique, disons que les moments du flot ou du jusant maximaux dans le nord du détroit d'Hécate se font sentir de 2 à 3 h plus tard que les moments de la pleine ou de la basse mer locale.

Au nord de la région où se rencontrent les marées, les directions du jusant et du flot se renversent, alors que les jusants principaux se dirigent vers le nord et les

FIG. 14.7 Moments d'un stade donné des courants de marée par rapport à la côte. Par exemple, au large de l'île Banks, le flot maximal se manifeste 2 h après s'être manifesté à l'entrée du bassin Reine-Charlotte. (Avec l'autorisation de S. Huggett)

flots principaux vers le sud-est. La confluence des marées, en plus de la géométrie à angle droit de la côte, complique davantage les courants de marée dans la portion centrale de l'entrée Dixon. Au lieu de présenter une force quasi-uniforme, les courants de flot sont beaucoup plus puissants du côté sud de l'entrée Dixon et les courants de jusant plus puissants du côté nord (fig. 14.8). Lors d'un cycle de marée, il s'établit donc un

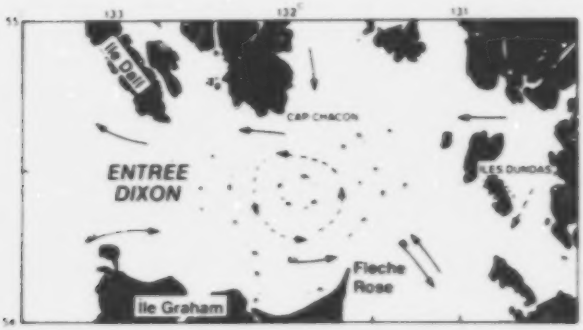


FIG. 14.8 Courants de marée dans l'entrée Dixon. Les courants de flot sont plus puissants du côté sud du chenal, les courants de jusant du côté nord. Les flèches discontinues montrent la circulation cyclonique nette (résultante) créée par une configuration asymétrique de courants de marée. (D'après Crean 1967)

vortex antihoraire net, dont le centre est situé environ à mi-chemin entre le cap Chacon et la flèche Rose. Dans ce vortex, les courants atteignent des vitesses maximales (50–100 cm/s) autour du bord extérieur, à peu près à mi-chemin entre le niveau de la pleine et le niveau de la basse mer, mesuré au rivage, et diminuant vers l'intérieur du coeur du vortex. Un courant intense qui se dirige vers l'ouest se forme au sud du cap Chacon, là où le jusant en provenance du passage Clarence converge avec le jusant dont la source est située dans le nord du détroit d'Hécate. De même, lors du flot, un écoulement relativement puissant se crée vers l'est, au nord de l'île Graham, au moment où des courants faibles et variables se manifestent au large du cap Chacon. Plus près de l'embouchure de l'entrée Dixon, les courants de marée s'écoulent parallèlement à l'axe du chenal et rejoignent finalement le flot de sens nord et le jusant de sens sud le long de la côte extérieure.

Les mouvements maréaux proches du fond dans la voie d'eau côtière sont plus faibles que leurs équivalents en surface et s'orientent selon une direction légèrement différente à cause des contraintes plus immédiates dues à la forme du fond. Des vitesses de 15–25 cm/s semblent être caractéristiques de cette région.

Courants indépendants de la marée

Jusqu'à présent, les influences importantes du vent et de l'écoulement ont été négligés. Lorsqu'elles s'ajoutent aux courants de marée (chose qui doit être faite afin d'obtenir une image réellement représentative de la circulation), elles peuvent modifier radicalement les caractéristiques des courants produits par la marée, voire même les supprimer. Ces composantes non maréales sont difficiles à cerner parce qu'elles subissent souvent des variations spatiales et temporelles rapides, associées aux fluctuations passagères des configurations de vent et d'écoulement. Sur une courte période, leur prévision est presque impossible, et l'attention doit plutôt porter sur les conditions saisonnières régnantes. Comme nous l'avons remarqué au chapitre 4, les courants d'inertie ont une grande influence, bien qu'intermittente, sur les courants du bassin Reine-Charlotte et du sud du détroit d'Hécate. Il reste à déterminer leur importance dans l'entrée Dixon. Nous présentons, dans la prochaine section, une brève description des courants d'inertie dans la région du bassin Reine-Charlotte et du détroit d'Hécate.

De novembre à février, le faible drainage d'eau douce d'origine terrestre n'a qu'une petite influence sur les courants de la voie d'eau côtière. Au contraire, les vents, qui soufflent avec force du sud-est sur toute la côte nord, ont une grande influence. Afin de bien mesurer l'influence de ces vents sur la composante non maréale à long terme de l'écoulement dans la voie d'eau côtière, l'étude doit se faire à partir de la côte extérieure. Dans cette région, des vents du sud-est engendrent au départ une dérive superficielle dans le sens du vent, qui est ensuite déviée vers la droite sous l'effet de la rotation de la Terre. Un transport d'afflux net d'Ekman se manifeste donc dans les 100 m supérieurs environ de la colonne d'eau. Là où ce transport est arrêté par la côte, les eaux superficielles s'accumulent vers la rive et les isopycnaux s'abaissent près de la côte, n'étant que partiellement compensés par un courant d'efflux en profondeur. Les gradients de pression qui en résultent sont ensuite équilibrés par l'établissement de courants côtiers vers le nord dans la couche supérieure. Si les vents tombent, les eaux superficielles accumulées s'effondrent vers la mer et le courant disparaît. Si les vents se renversent vers le nord-ouest, le contraire se produit : le transport superficiel d'Ekman s'effectue vers le large, les isopycnaux sont soulevés (remontée d'eau) et le courant côtier résultant se dirige vers le sud.

À l'entrée du bassin Reine-Charlotte, il n'existe pas de barrières côtières; les eaux de surface qui convergeraient normalement au-dessus de la plate-forme continentale sous l'influence de vents du sud-est persistants se dirigent donc vers le nord dans le bassin. Ces eaux s'écoulent ensuite vers le nord dans le détroit d'Hécate, sous l'action directe des vents du sud-est qui soufflent au-dessus de la voie d'eau côtière, en un courant superficiel bien défini et relativement chaud (voir la fig. 13.19A). En général, la vitesse de ces courants est probablement d'environ 3 % de la vitesse moyenne du vent établie sur plusieurs jours, mais peut également varier fortement sur des périodes d'une demi-journée ou plus, et être légèrement plus rapide du côté est du chenal. Lorsque les vents varient de faibles à modérément forts, l'écoulement ainsi engendré se dirige vers le nord à travers la portion est de l'entrée Dixon dans le détroit de Clarence. L'autre portion de l'entrée Dixon est encore dominée par le tourbillon maréal. Lorsque, par contre, les vents sont puissants au-dessus de la côte, le transport des eaux superficielles vers le nord à travers le détroit d'Hécate crée un flot en direction de la mer, concentré près du cap Chacon et le long du côté nord de l'entrée Dixon, de

même qu'un écoulement vers le nord à travers le détroit de Clarence. À l'embouchure de l'entrée Dixon, le courant de surface se propageant vers l'ouest bifurque abruptement en direction du nord-ouest lorsqu'il se mêle au courant dominant le long de la côte extérieure de l'Alaska.

Entre le début et la fin du printemps (de mars à mai), la force des vents du sud-est commence à diminuer. Ce phénomène s'accompagne d'une réduction de la convergence vers la côte des eaux superficielles océaniques et d'un affaiblissement du courant de vent qui se déplace vers le nord à travers le détroit d'Hécate et vers le détroit de Clarence. Pendant l'été (de juin à août), les vents du sud-est sont très faibles, et un très petit écoulement engendré par le vent s'établit dans la voie d'eau côtière. À la suite du retour de puissants vents du sud-est, entre septembre et octobre, la direction nord est rétablie et le cycle est bouclé.

Par opposition aux vents, l'écoulement d'eau douce risque de modifier la circulation dans la voie d'eau nord plus efficacement de la fin du printemps au début de l'été, époque où d'importants volumes de neige s'écoulent de la multitude d'estuaires côtiers. L'eau douce s'étale latéralement au-dessus de l'eau salée plus dense là où elle atteint la voie d'eau côtière et se mélange rapidement et prend une salinité quasi uniforme, sous l'influence des vents et des courants de marée. Il se forme donc une courbe supérieure d'eau saumâtre qui se déplace vers la mer sous l'effet de la charge hydraulique créée par l'accumulation d'eau douce le long des rives continentales de la voie d'eau côtière. En avançant, cette couche supérieure devient de plus en plus salée par l'entraînement d'eau océanique sous-jacente. Afin de compenser cette perte de sel, l'eau de mer chemine en sens inverse en profondeur, mais à un rythme beaucoup plus lent que celui de l'efflux superficiel.

L'effet de l'écoulement est donc de superposer une circulation de type estuarien mesurable, bien que très variable, sur la marée et les circulations moyennes engendrées par le vent. D'autres facteurs, notamment la puissance de l'écoulement saumâtre au-dessus de la voie d'eau, varient en l'absence de vent, selon la quantité de l'écoulement issu d'un cours d'eau contigu et le degré d'étalement latéral. Pour ces raisons, la circulation estuarienne la mieux définie est celle du passage Chatham et celle du secteur est relativement abrité de l'entrée Dixon, régions qui recouvrent les volumineux déversements de rivières Skeena et Nass. Une importante circulation estuarienne se limite généralement, pour le reste de la voie d'eau, à la proximité immédiate des rives continentales. L'écoulement n'a qu'une influence minime sur les courants superficiels dans le bassin Reine-Charlotte et le détroit d'Hécate, qui sont toujours dominés par les courants de marée et les dérives dues au vent. Portons maintenant notre attention sur la région de l'entrée Dixon.

Une augmentation rapide du déversement en provenance des rivières Nass et Skeena débute à la fin d'avril jusqu'à ce que soient atteints, au début juin, des sommets de 3 000 et de 4 200 m^3/s (105 000 et 150 000 pi^3/s) respectivement, ce qui correspond à une augmentation d'un facteur de 10 des valeurs au milieu de l'hiver (fig. 14.9). Une diminution graduelle de l'efflux succède à la crue jusqu'en octobre, moment où se produit un sommet secondaire en raison des précipitations hivernales. Après avoir quitté le passage Chatham, l'eau douce déversée s'avance vers le nord-ouest, environ jusqu'aux limites sud du détroit de Clarence et aux passages adjacents. En été, l'écoulement se divise dans cette région, l'une des parties continuant vers le nord à travers le détroit de Clarence, l'autre contournant le cap Chacon vers le sud jusqu'à l'entrée Dixon (fig. 14.10). Ce dernier embranchement s'étale ensuite dans la partie centre-ouest du chenal, sous l'influence du tourbillon maréal local, avant de poursuivre sa route vers la mer, à travers le chenal profond au nord du banc Learmonth. Parce que, dans cette région, le déversement d'eau douce dans la mer coïncide avec les derniers stades des courants de vent vers l'ouest, une importante quantité d'eau saumâtre est chassée dans le Pacifique et un grand volume d'eau océanique salée et froide s'introduit au fond. « Un effet de chasse d'eau semblable est particulièrement important du point de vue économique, dans le cas de l'entrée Dixon, où de forts mouvements vers la mer peuvent affecter gravement les grandes zones de pêche du poisson de fond dans le nord du détroit d'Hécate, en particulier lors de la période cruciale où les oeufs ou les larves dérivent. » (Crean 1967)

L'efflux d'eau saumâtre devient presque entièrement confiné au détroit de Clarence et aux rives nord de l'entrée Dixon vers la fin de l'été, époque où l'écoulement de ces rivières a diminué. D'autre part, à ce moment-là, des vents de l'ouest augmentent probablement l'afflux net d'eau superficielle à forte salinité le long de la rive sud de l'entrée Dixon. La composante indépendante de la circulation est dominée par les vents à la fin de l'automne, et la zone supérieure saumâtre qui persistait disparaît, poussée vers la mer à travers le détroit de Clarence par un apport d'eau douce. Pendant l'hiver et au début du printemps, ces conditions règnent jusqu'au retour des températures plus chaudes et de la fonte de la neige des hautes montagnes côtières.

Courants d'inertie

Des courantomètres, situés aux neuf stations d'amarrage illustrés à la figure 14.6, montrent que des courants d'inertie intermittents engendrés par les vents dominent souvent la circulation superficielle du bassin Reine-Charlotte et du détroit d'Hécate. De faibles mouvements résiduels se manifestent également près du fond à des profondeurs de 260 m et dans les entrées dans des chenaux plus importants (par exemple, l'entrée Browning et le passage Caamaño) qui s'ouvrent sur la voie d'eau côtière du côté continental.

Dans cette région, ce sont en général des vents frontaux du sud-est, de modérés à puissants, qui accompagnent le passage de cyclones extratropicaux (« tempêtes ») à travers la côte nord et engendrent des courants d'inertie (fig. 14.11). Le vecteur du courant circule nécessairement dans la direction horaire (vers le bas) et sa pointe trace une trajectoire circulaire environ toutes les 15 1/2 h (1 période d'inertie à la latitude de 51°). Cette caractéristique se vérifie par le fait que la

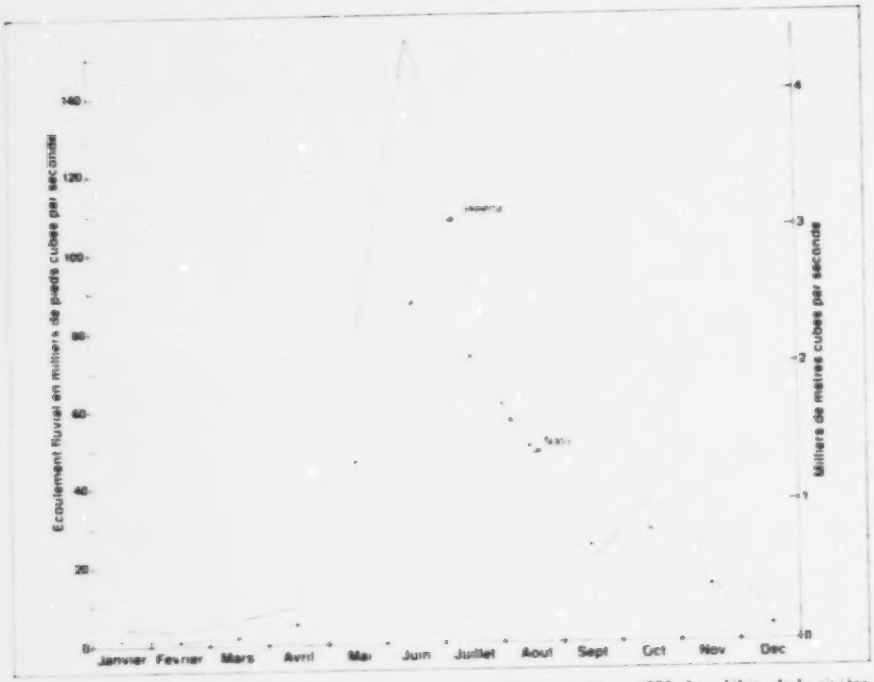


FIG. 14.9 Écoulements moyens mensuels pour les rivières Skeena et Nass, 1972. Les débits de la rivière Skeena ont été mesurés à Usk, à 145 km en amont, et ceux de la rivière Nass à Aiyansh, à 70 km en amont. Un débit significatif est ajouté à celui de la rivière Skeena en aval d'Usk; les valeurs sous-estiment donc des quantités d'eau douce qui pénètrent le détroit de Chatham. (Tiré de la Division des Relevés hydrologiques du Canada 1974)

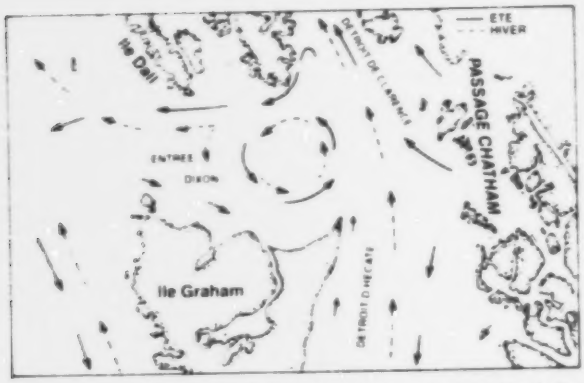


FIG. 14.10 Courants superficiels indépendants de la marée en été (flèches continues) et en hiver (flèches discontinues) pour les eaux côtières du nord-ouest. Les conditions d'été correspondent à des vents du nord-ouest et à un écoulement fluvial important; les conditions d'hiver à des vents du sud-est et à un écoulement faible. (D'après Crean 1967)

composante vélocité nord-sud du courant d'inertie dans la figure 14.11 entraîne la composante est-ouest de 90° (c'est-à-dire de 90°/360° x 15,5= 3,9 h) et que les forces des deux composantes sont presque toujours identiques. Ainsi, si les vents virent du sud-est au sud-ouest au rythme d'environ 20–30°/h après le passage du front, des courants d'inertie particulièrement puissants sont créés, de sorte que ces courants demeurent alignés, durant leur formation, avec les vents. La vitesse du courant près de la surface est à son maximum environ 15 à 20 h après sa formation et peut dépasser 50 cm/s (1 kn) dans la moitié ouest exposée du bassin Reine-Charlotte; le 22 juin 1977, on enregistra une vitesse de 75 cm/s à une station d'amarrage exposée, située à 130 km au nord-ouest du cap Scott. L'énergie cinétique de ces mouvements, propagée vers le bas, s'atténue rapidement sous l'effet de la turbulence, des processus de mélange et de la dispersion en profondeur, et les courants d'inertie engendrés par les vents restent confinés aux 50 m supérieur.

Les vitesses de mouvements internes près de la surface sont plus grandes près de l'entrée du bassin Reine-Charlotte et décroissent généralement vers le nord-ouest au-dessus de la voie d'eau côtière. Les vitesses maximales typiques d'environ 50 cm/s à l'entrée du Pacifique tombent à moins de 20 cm/s au large de l'île Banks dans le nord du détroit d'Hécate et à 30 cm/s dans le secteur est du détroit. De plus, parce que les tempêtes qui engendrent les courants se propagent vers le nord-est, il existe un décalage correspondant du moment de la création d'un courant vers le nord-est. En général, les courants d'inertie engendrés par une tempête particulière persistent localement pendant environ 2½ jours et représentent des réactions passagères de l'océan à des variations rapides du vent. Cependant, si l'intervalle entre deux tempêtes successives est un multiple d'une période d'inertie et est inférieur à 3 jours, les courants engendrés par une tempête, qui ralentissent graduellement, sont brusquement accélérés par la tempête suivante et le courant persiste. Cela se produisit à partir du 21 juin (voir fig. 14.11) : quatre tempêtes successives,

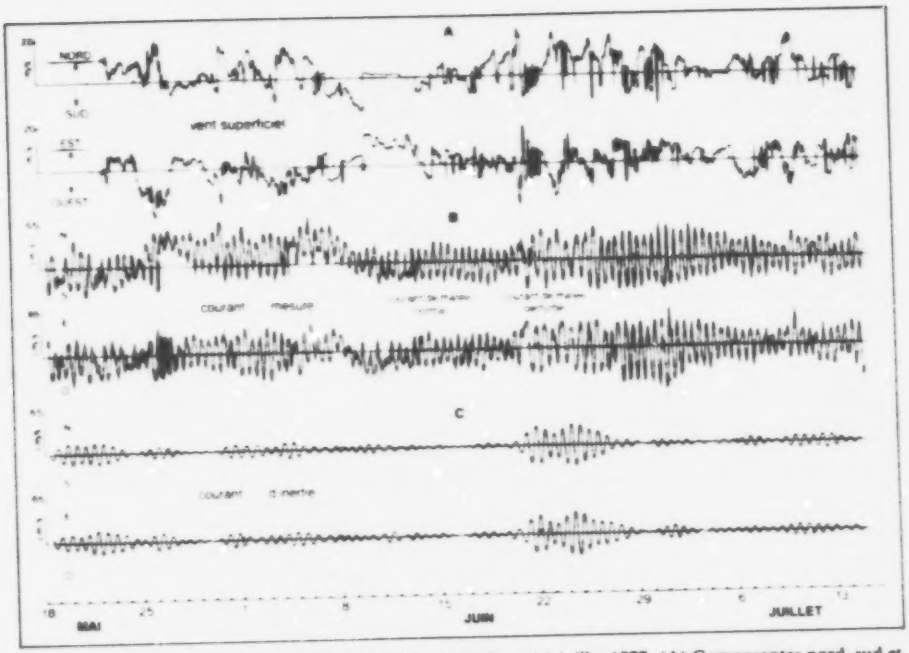


FIG. 14.11 Vents et courants du bassin Reine-Charlotte de mai à juillet 1977. (A) Composantes nord-sud et est-ouest du vent, selon la convention océanographique, c'est-à-dire la direction vers laquelle souffle le vent. Par exemple, le 26 mai, les vents soufflaient vers le nord-ouest à plus de 20 m/s (40 kn). (B) Composantes nord-sud et est-ouest du courant réel, mesurées à une profondeur d'environ 15 m (50 pi) à un endroit situé à 70 km à l'ouest-nord-ouest du cap Scott (indiqué par l'étoile dans la figure 14.3). Les vents ont été mesurés à partir d'une station d'amarrage située à 100 km au nord-ouest de l'emplacement actuel du courantomètre. (C) Composantes nord-sud et est-ouest des courants d'inertie, tirées des observations dont il est question en (B) en utilisant des méthodes de filtration numérique. (Dans les enregistrements de courants observés, les courants d'inertie étaient masqués pas des courants maréaux et estuariens et ont dû être isolés en utilisant des techniques informatiques). Remarquez que le début de chaque courant d'inertie puissant coincidait à peu près avec le passage d'un système frontal, indiqué par les lignes verticales hachurées en (A).

dont les vents de pointe, espacés d'environ 4 périodes d'inertie, soit $2^1/_2$ jours, maintinrent les courants d'inertie pendant plus d'une semaine; des mouvements beaucoup plus puissants, à environ 50 km au nord-ouest de cet endroit, persistèrent environ 12 jours. (Les tempêtes successives « en rupture de synchronisme » amènent une diminution rapide des écoulements d'inertie établis, sous l'influence des vents contraires.)

Dans le chapitre précédent, nous avons noté qu'en hiver, le délai le plus fréquent entre le passage de deux tempêtes dans le Pacifique Nord-Est est de $2^1/_2$ jours. Cela, en plus de la plus grande force des vents en hiver, indique que de longues périodes d'intenses oscillations d'inertie sont fréquentes dans la région du bassin Reine-Charlotte et du détroit d'Hécate, de la fin de l'automne au début du printemps.

Comme l'illustre la fig. 14.11, les courants d'inertie supérieurs à 10 cm/s perturbent bel et bien le rythme normal des courants de marée giratoires. Des tableaux de prévision de courants seraient alors inutiles, puisque la direction et la force des écoulements superficiels seraient modifiées par des courants de vent. Les mouvements d'inertie sont un mécanisme important, bien que moins évidents, qui transfèrent l'énergie du vent à une colonne d'eau; ils constituent donc une source d'énergie majeure des processus de mélange dans la couche supérieure de l'océan.

GLOSSAIRE

GLOSSAIRE

Abysse — profondeur océanique, généralement inférieure à 2 000 brasses (3 700 m).

Accélération de la pesanteur (g) — variation de la vitesse d'un objet par unité de temps, causée par la force gravitationnelle de la Terre.

Advection — transport des propriétés (p. ex., la chaleur ou la salinité) résultant des mouvements de fluides, comme les courants ou les vents.

Aérobie — se dit de la présence d'oxygène libre; qualifie le besoin d'oxygène pour l'existence et la croissance de la vie organique.

Aiguille — tour élevée ou pilier rocheux ou corallien, effilé, seul ou dominant un sommet.

Amortissement visqueux — atténuation de l'oscillation d'un fluide à cause de son frottement interne ou de sa viscosité.

Amplitude — étendue ou déplacement, pendant un demi-cycle, d'un mouvement ondulatoire par rapport à sa position moyenne ou à sa valeur d'équilibre. L'amplitude d'une vague océanique correspond à la moitié de la hauteur creux-crête, ou à la distance verticale entre le niveau d'équilibre et le sommet de la vague. Dans le cas de la marée, l'amplitude est confondue avec le demi-marnage.

Anaérobie — dépourvu d'oxygène libre. Certaines bactéries peuvent vivre dans ces conditions.

Anomalie magnétique — distorsion de la configuration normale du champ magnétique terrestre résultant de concentrations locales de matériaux ferromagnétiques.

Anticyclonique — se dit de la circulation dans le sens opposé à celui de la rotation de la Terre (sens horaire dans l'hémisphère nord et antihoraire dans l'hémisphère sud).

Antinoeud (ventre, point antinodal, ligne antinodale) — position (ou ligne) de déplacement maximal dans un plan d'eau oscillant. C'est le point situé à mi-chemin entre deux lignes nodales dans un système d'ondes stationnaires.

Apogée — point de l'orbite de la Lune qui est le plus éloigné de la Terre. Contraire de *Périgée*.

Asthénosphère (ou manteau) — couche plastique de la Terre, située entre la croûte (lithosphère) et le noyau.

Atténuation — réduction de l'amplitude d'une onde.

Barre — ride allongée de sable, de gravier ou d'autres matériaux meubles, construite en eau peu profonde par l'action des vagues et des courants, particulièrement à l'embouchure d'un cours d'eau ou d'un estuaire.

Barre d'eau (ressaut) — vague solitaire à front presque vertical, causée lorsque la vitesse de l'eau associée à la crête commence à dépasser la vitesse de translation de la vague. Ordinairement, les vagues sur les plages se déforment en une barre d'eau avant de se briser. L'écoulement d'eau associé à une barre d'eau change brusquement lors du passage d'une région de faible profondeur et de grande vitesse à une région de grande profondeur et de basse vitesse, avec une série d'ondulations suivant la crête antérieure. (voir *Mascaret*)

Basalte — roche ignée, de couleur foncée et à grain fin. La croûte océanique et les continents granitiques reposeraient sur un matériau basaltique.

Batture (estran) — zone marécageuse, vaseuse ou sableuse qui est alternativement couverte et découverte par la mer.

Benthique — appartenant au fond océanique.

Brise de mer (vent d'afflux) — vent léger à modéré, soufflant vers la terre à cause du réchauffement plus grand de la terre que de l'eau.

Brise de terre (vent de reflux) — vent généralement léger, soufflant vers la mer à cause du refroidissement plus grand de la terre que de l'eau.

Brouillard marin — brouillard d'advection produit lorsque de l'air relativement humide est transporté d'une zone aux eaux superficielles chaudes à une zone aux eaux superficielles plus froides, ce qui cause de la condensation dans la couche d'air inférieure.

Capacité calorifique — proportion de chaleur absorbée (ou dégagée) par un fluide par rapport à l'augmentation (ou à la baisse) correspondante de température. Par exemple, 1 cal est nécessaire pour élever la température de 1 g d'eau liquide de 1C°, de sorte que la capacité calorifique est de 1,0 cal/gC°; pour la glace la valeur est de 0,55 cal/gC°.

Charriage (charge du fond, débit solide) — quantité de sédiments de fond transportée par la force tractrice d'un courant, c.-à-d. par saltation, roulement et glissement.

Clapot — petites lames à courte crête qui se soulèvent après le passage d'un vent léger et se brisent net à la crête.

Clapotis — agitation turbulente de l'eau produite par des courants et des vagues opposés ou par un écoulement rapide au-dessus d'un fond irrégulier. Souvent appelé clapotis de marée dans les régions où les courants sont de nature surtout maréale.

Climat maritime — climat régional qui est sous l'influence dominante de l'océan et se caractérise par de faibles variations diurnes et annuelles de la température de l'air.

Collines abyssales — petites éminences (souvent des volcans éteints) réparties sur de grandes étendues du fond marin.

Composante de la marée — apport harmonique (sinusoïdal) à une expression mathématique décrivant la force marégénératrice, utilisé pour désigner un cycle particulier de marées ou un courant de marée. Chaque composante possède une période fixe, mais une amplitude déterminée par l'observation ou à l'aide d'un modèle.

Cône — relief en pente relativement douce, situé au débouché d'un canyon ou d'un système de canyons. Aussi appelé cône abyssal ou cône sous-marin.

Contre-courant — courant de surface parallèle mais de direction opposée au courant principal.

Couche mixte — couche superficielle d'une masse d'eau, rendue presque homogène par l'action des vagues dues au vent ou par le renversement des eaux. Des couches mixtes peuvent aussi être créées au-dessus du fond par l'action des mouvements turbulents.

Courant côtier — voir *courant littoral*

Courant de dérive — courant océanique, large et lent, principalement entraîné par des vents à grande échelle.

Courant de marée — a) écoulement horizontal cyclique de l'eau dû aux forces marégénératrices et aux courants résiduels (indépendants des marées) à variation plus lente; b) écoulement horizontal cyclique de l'eau produit par les seules forces marégénératrices de la Lune et du Soleil; composante horizontale associée au flux et au reflux de la marée.

Courant de retour — courant de fond se dirigeant vers la mer, dans une zone côtière inclinée; résultat du retour de l'eau transportée sur le rivage par les vagues. Fausse appellation commune de courant d'arrachement ou courant sagittal.

Courant de turbidité — courant dense et rapide qui charrie des particules en suspension et qui s'écoule le long des versants sous-marins.

Courant du Japon — nom populaire, mais non recommandé, du Kuroshio, courant qui s'écoule vers le nord-est au-dessus du talus continental au large de la côte japonaise. Aussi, nom utilisé incorrectement pour le courant Subarctique qui se déplace vers l'est.

Courant giratoire (courant tournant, courant rotatif) — courant continuel, partiellement ou entièrement dégagé des limites côtières, qui se dirige vers tous les points du compas durant un seul cycle.

Courant hydraulique — courant produit dans un chenal par une différence d'élévation d'eau (charge hydraulique) aux extrémités. Peut être dû à la différence de l'amplitude ou du moment de la marée dans les masses d'eau que relient les chenaux.

Courant indépendant des marées — apport au courant net en un lieu particulier, non directement causé par les forces marégénératrices du Soleil et de la Lune. Synonyme de *Courant résiduel*.

Courant littoral — courant de la zone littorale qui s'écoule parallèlement au rivage et généralement dirigé par des vagues déferlantes. Synonyme de *Courant côtier*.

Courant rectiligne (courant réversible) — courant variant en fonction du temps, comme un courant de marée, et qui s'écoule alternativement dans des directions opposées avec des eaux étales à chaque renverse. Se rencontre dans les chenaux, les détroits ou les passages confinés.

Courant résiduel — voir *Courant indépendant des marées*

Courant sous-marin — courant ayant généralement une vitesse et une direction différentes du courant de surface dominant.

Course (fetch, parcours) — zone de la surface de l'océan où les vagues sont levées par un vent de direction et de vitesse presque constantes. Aussi, longueur de cette zone, mesurée dans la direction du vent.

Croissants de plage — séries de petits reliefs de matériaux meubles séparés par des enfoncements en forme de festons espacés à des intervalles plus ou moins égaux le long de la plage.

Croûte — voir *Lithosphère*

Cyclonique — se dit de la circulation dans le sens de la rotation de la Terre (sens antihoraire dans l'hémisphère nord et horaire dans l'hémisphère sud).

Débordement — écoulement d'eau au-dessus d'un obstacle naturel ou artificiel à cause de la montée d'une vague ou d'une onde de tempête.

Déclinaison — distance angulaire du Soleil, de la Lune ou d'un autre astre au plan équatorial.

Dénivellation — élévation de la surface de l'eau au-dessus du niveau normal à cause d'un transport de l'eau vers le rivage par l'action des vagues (dénivellation due aux vagues) ou directement sous l'action des vents (dénivellation due aux vents).

Densité — rapport entre la masse d'un objet et le volume qu'il occupe. L'eau typique de l'océan possède une densité variant de 1 020 à 1 028 g/cm^3 environ.

Dérive due au vent — courant océanique de grande échelle où dominent la force de Coriolis et les forces de frottement. Utilisé ici également pour décrire un courant quasi superficiel, faible et localisé engendré par le vent.

Dérive littorale — voir *Courant littoral*

Dériveur à drogue — voir *Drogue*

Diatomées — plantes unicellulaires (phytoplancton) recouvertes de deux coquilles de silice poreuses et chevauchantes. Les diatomées comptent parmi les organismes marins les plus abondants et constituent une source primaire d'alimentation dans l'océan.

Dispersion — séparation d'un groupe de vagues en différentes composantes, due aux différences de vitesse de propagation des vagues.

Diurne — quotidien et appartenant aux mouvements qui accomplissent un cycle chaque jour solaire ou lunaire.

Domaine magnétique — petite région dans un matériau ferromagnétique où, à cause des interactions moléculaires, les aimants moléculaires individuels sont tous alignés parallèlement les uns aux autres. Les directions de la magnétisation dans différents domaines ne sont pas nécessairement les mêmes pour des domaines voisins. Pour un échantillon non magnétisé, les domaines sont orientés au hasard et la magnétisation résultante est nulle.

Dominant — appartenant au vent ou au courant le plus souvent observé durant une période déterminée, par exemple un mois ou une saison.

Dorsale — élévation longue et étroite, à flancs abrupts, qui sépare souvent les bassins océaniques et fait partie des principaux systèmes océaniques d'étendue mondiale.

Drogue (à courant) ou *Dériveur à drogue* — appareil de mesure des courants, qui a une partie immergée et un enfoncement suffisants pour être emporté plus par le courant océanique que par l'effet des vagues et des vents.

Eau morte — situation où un navire a besoin de beaucoup d'énergie de propulsion pour avancer parce qu'il est immobilisé par l'onde interne qu'il produit dans une zone où une mince couche d'eau saumâtre repose sur une épaisse couche d'eau plus salée.

Eau saumâtre — eau de salinité variant de 0,50 à 17 ‰, fréquente dans les milieux estuariens proches de la surface de la fin du printemps au début de l'automne.

Échancrure — découpage de la côte formant une baie ouverte.

Écoulement géostrophique — courant ou vent excédant environ 100 km de longueur, où le gradient de pression horizontal est annulé par la force de Coriolis.

Écoulement laminaire — écoulement dans lequel un fluide se déplace uniformément et en couches parallèles. L'écoulement laminaire sur des surfaces solides se conforme à la topographie générale. Contraire d'*Écoulement turbulent*.

Écoulement turbulent — écoulement à mouvements significatifs, aléatoires et irréguliers, généralement superposé à un écoulement mieux ordonné. Contraire d'*Écoulement laminaire*.

Écueil (récif) — rocher à fleur d'eau qui peut constituer un danger pour la navigation.

Énergie cinétique — énergie d'un objet ou d'une portion de fluide en mouvement. L'énergie cinétique est proportionnelle à la masse et au carré de la vitesse.

Énergie potentielle — énergie accumulée, associée au déplacement d'un fluide par rapport à son niveau d'équilibre ou de repos.

Entraînement — processus par lequel un fluide de densité relativement élevée est incorporé à une couche sus-jacente de fluide moins dense, par suite de perturbations ondulatoires ou de mouvements turbulents qui s'arrêtent à l'interface des deux fluides. Dans un estuaire, l'entraînement produit un transport net de sel des eaux salées de l'océan aux eaux saumâtres sus-jacentes.

Épicentre — point de la surface de la Terre directement au-dessus de l'origine (foyer) d'un tremblement de terre.

Faille — fracture ou zone de fracture dans la roche le long de laquelle est survenu un mouvement relatif de direction opposée.

Fetch — voir *Course*

Floculation — phénomène par lequel les fines particules d'argile suspendues dans les eaux douces forment des agrégats au contact de l'eau salée et se déposent: mécanisme de déposition fréquent dans les régions estuariennes.

Flot de retour — mouvement descendant de la vague qui a déferlé sur la plage.

Flottabilité — voir *Poussée*

Fluide homogène — fluide de densité uniforme à toutes les profondeurs.

Force de Coriolis (effet de Coriolis) — force apparente due à la rotation de la Terre, agissant à angle droit sur un objet ou un fluide en mouvement. La force est proportionnelle à la vitesse et à la latitude de l'objet; nulle à l'équateur et maximale à chacun des pôles pour une vitesse déterminée.

Fréquence — mesure du nombre d'oscillations ou de cycles par unité de temps; l'inverse de la durée (période) de l'oscillation. (Par exemple, le courant électrique en Amérique du Nord a une fréquence de 60 cycles/s.)

Fréquence naturelle (fréquence résonante) — fréquence ou ensemble de fréquences discrètes d'oscillation dans un plan d'eau, déterminée par les caractéristiques physiques d'un bassin, telles la profondeur, la forme, les dimensions et la structure de densité. Les seiches (ondes stationnaires) dans les échancrures semi-fermées ou les havres atteignent typiquement des amplitudes maximales à un nombre entier de fréquences qui sont naturellement en harmonie avec la fréquence du mécanisme externe provoquant les déplacements.

Front — transition horizontale assez bien définie entre deux fluides de densité différente, généralement accompagnée par une modification de la vitesse de l'écoulement. Les fronts atmosphériques sont délimités par des changements de température, les fronts océaniques par des changements de température et (ou) de salinité.

Frottement de fond — force retardant le déplacement d'eau sur le fond. Elle augmente avec la rugosité du fond, la vitesse du courant et le degré de turbulence de l'eau.

Galet — fragment rocheux usé par l'eau, d'un diamètre variant entre 64 et 256 mm, plus gros qu'un caillou mais plus petit qu'un bloc.

Gaz noble (gaz inerte) — chacun des gaz rares — l'hélium, le néon, l'argon, le krypton et le xénon — qui présentent une grande stabilité et des taux de réactions chimiques extrêmement faibles.

Glacio-marin — appartenant à des sédiments marins non triés et non stratifiés, généralement meubles, déposés par ou sous un glacier.

Granite — roche ignée à grain grossier, composée principalement de feldspath et de quartz; forme une portion importante de l'écorce continentale supérieure.

Gravier arrondi — caillou usé par l'eau, souvent plat, bien arrondi, de grosseur supérieure à 16 mm.

Halocline — couche caractérisée par une augmentation sensible de la salinité avec la profondeur. Dans le Pacifique Nord, il existe une halocline permanente entre 100 et 200 m.

Hydrocarbure — composé organique formé d'hydrogène et de carbone; le gaz naturel et le pétrole en sont des exemples connus.

Interface — surface séparant deux fluides entre lesquels il y a une différence tres marquée de température, de salinité ou de densité.

Invasion d'air polaire — Courant d'air stable, sec et froid se déplaçant vers la mer le long d'inlets, après sa formation au-dessus de masses continentales de haute altitude.

Iso — préfixe significant semblable, égal ou même; du mot grec *isos* : égal.

Isobare — ligne joignant des points d'égale pression.

Isohaline — ligne joignant des points d'égale salinité.

Isotherme — ligne joignant des points d'égale température.

Jet de rive — mouvement montant de la vague déferlant sur la plage.

Jetée — construction s'avançant dans l'eau, conçue pour diriger et confiner le courant et pour empêcher l'envasement d'un chenal par des matériaux de dérive littorale. Une jetée s'avançant vers le large pour retarder l'érosion côtière s'appelle épi; une jetée amortissant les vagues se nomme brise-lames. Les digues et les guideaux sont d'autres formes de jetées.

Jour — durée d'une rotation de la Terre. Il y a différents types de jours selon le point de référence utilisé : le jour solaire (24 h), le jour lunaire (24,84 h), le jour sidéral (23,93 h).

Larve — stade initial, autosuffisant et indépendant du cycle évolutif d'un animal avant l'acquisition des caractéristiques des parents.

Ligne cotidale — ligne joignant les points où les pleines mers se produisent simultanément.

Ligne d'égale amplitude de marée — ligne joignant les zones d'égale amplitude de marée.

Lithosphère — portion extérieure solide de la surface de la Terre au-dessus de l'asthénosphère (manteau). Les lithosphères océaniques ont une épaisseur moyenne de 5 à 7 km. Les lithosphères continentales ont une épaisseur moyenne de 35 km.

Littoral (intertidal, intermaréal) — relatif ou appartenant au rivage. Communément, partie de la zone benthique située entre la laisse de haute mer et la laisse de basse mer.

Magma — roche en fusion sous la surface de la Terre d'où la roche ignée provient par solidification. Le magma épanché sur la surface de la Terre est appelé lave.

Manteau — voir *Asthénosphère*

Marais (marais maritime) — zone plane, envahie par la végétation, au niveau de la haute mer ou au-dessus, qui est inondée par les grandes marées ou par les ondes de tempête.

Marée d'équilibre — marée hypothétique produite par les forces marégénératrices dans la théorie de l'équilibre des marées. Aussi appelée marée gravitationnelle ou marée astronomique.

Marée interne — onde longue subsuperficielle, de période principalement semi-diurne, engendrée dans une région océanique ou un chenal continu par l'interaction de la marée astronomique et de la topographie du fond.

Marée météorologique — variation du niveau d'eau due aux influences météorologiques, comme les vents et la pression atmosphérique.

Marée terrestre — déplacement cyclique de l'écorce terrestre dû aux forces marégénératrices du Soleil et de la Lune.

Marge continentale — partie du fond de l'océan adjacente au continent et le séparant de la grande profondeur. La marge continentale inclut le glacis continental, le talus continental et la plate-forme continentale.

Mascaret — onde de marée progressant vers l'amont, dans certains estuaires relativement inclinés et peu profonds, sous la forme d'une onde solitaire. (voir *Barre d'eau*)

Masse d'eau — étendue d'eau, caractérisée par une gamme particulière (restreinte) de températures et de salinités qui la distingue des autres régions océaniques environnantes.

Matériau plastique — substance qui peut être déformée continuellement et définitivement en tous sens, sans rupture, par l'application d'une pression.

Matériaux de dérive littorale — matériaux déposés sur la rive par un courant littoral.

Mois — durée de l'orbite de la Lune autour de la Terre. Il y a différents types de mois : sidéral, anomalistique et synodique, selon que la période de révolution est mesurée en fonction d'une étoile fixe, du périgée ou du Soleil. Le mois du calendrier est une approximation du mois synodique.

Mois anomalistique — période moyenne de l'orbite de la Lune autour de la Terre relativement au périgée de la Lune; équivaut à environ 27,55 jours.

Mois sidéral — période moyenne de l'orbite de la Lune autour de la Terre relativement à une étoile fixe. Un mois sidéral compte 27,32 jours solaires moyens.

Mois synodique — période moyenne de l'orbite de la Lune autour de la Terre relativement au Soleil, ou temps entre deux phases lunaires identiques. Un mois synodique équivaut à 29,53 jours solaires moyens.

Mollusque — animal non segmenté, à corps mou, avec des branchies ou des poumons, et généralement protégé par une coquille calcaire. Comprend les escargots, les calmars, les pieuvres et les myes.

Moment cinétique (moment angulaire) — quantité de mouvement d'une particule ou d'une portion d'eau s'élevant par sa rotation autour d'un axe. Sa valeur est proportionnelle à la masse de la particule, à la vitesse linéaire et à la distance de l'axe de rotation.

Monticule — élévation isolée et relativement petite, de forme arrondie, sur le fond marin.

Noeud (ligne nodale, point nodal) — position ou ligne dans un plan d'eau oscillant où les mouvements sont au minimum ou inexistants. Pour une onde station-

naire, les déplacements verticaux sont minimaux, et le courant horizontal, maximal au noeud. (voir *Point amphidromique*)

Nutriant (substance nutritive) — composé chimique nécessaire à la croissance des plantes marines.

Onde d'aval — type d'onde interne formée en aval d'une formation topographique, comme un seuil, ou, dans le cas de l'atmosphère, en aval d'une colline ou d'une chaîne de montagnes.

Onde de bord — vague littorale (près du rivage) accompagnée de courants horizontaux avançant parallèlement à la côte et dont les crêtes sont normales par rapport au rivage. La hauteur des vagues diminue rapidement vers le large.

Onde de marée — onde longue et se propageant en eau peu profonde, engendrée par les forces marégénératrices et modifiée par la force de Coriolis, le frottement de fond et la topographie du fond marin. Fausse appellation de tsunami et d'onde de tempête.

Onde solitaire — vague isolée qui a la forme d'un monticule d'eau mobile, dont l'amplitude peut être comparable à la profondeur de l'eau, et qui n'est pas accompagnée d'une dépression précédente ou postérieure. Également, vague de translation dans laquelle les portions d'eau se déplacent seulement dans le sens de l'avance de la vague.

Orographique — relatif où appartenant aux montagnes. Les effets orographiques incluent les modifications des vents et des pluies dues à la présence de chaînes de montagnes.

Osmose — mouvement de molécules ou d'ions à travers une membrane sélectivement semi-perméable.

Oxygène dissous — oxygène gazeux dissous dans l'eau. La concentration d'oxygène dissous dans la mer, à température et à pression normales, varie généralement entre 0 et 8 mL/L; la concentration en saturation diminue avec l'augmentation de la température et de la salinité. Dans le Pacifique Nord-Est, les teneurs en oxygène décroissent rapidement avec la profondeur sous l'halocline permanente jusqu'à un minimum de 1 mL/L ou moins près des 1 500 m et, ensuite, augmentent graduellement avec la profondeur.

Paléomagnétisme — traces de l'ancien magnétisme terrestre retenu durant la formation initiale d'un matériau.

Paléontologie — étude des anciens êtres vivants d'après leurs traces fossiles.

Panache — courant d'eau douce turbide qui s'écoule à la surface d'une zone d'eau salée.

Parcours (fetch) — voir *Course*

Patte de chat — bouffée de vent; brise légère qui ride temporairement une nappe d'eau.

Percolation — processus par lequel le mouvement des vagues fait entrer l'eau dans des interstices entre les sédiments de fond.

Périgée — point de l'orbite de la Lune qui est le plus rapproché de la Terre. Contraire d'*Apogée*.

pH — mesure de l'alcalinité ou de l'acidité d'une solution, fondée sur la concentration des ions hydrogène. Un pH 7 indique une solution neutre, inférieur à 7 une solution acide, supérieur à 7 une solution alcaline.

Physiographie — description des particularités et phénomènes de la nature; science qui traite de la nature et de l'origine des formes topographiques de la Terre.

Pilier (cheminée) — grand rocher en forme de colonne, séparé de la côte par l'érosion différentielle due aux vagues.

Plaine abyssale — région océanique profonde, horizontale ou légèrement inclinée, presque plane, recouverte de sédiments.

Plaine littorale — plaine composée de strates horizontales ou peu inclinées de matériaux sédimentaires bordant la côte, et généralement originaire d'une portion récemment émergée du fond de l'océan.

Plancton — organismes marins à la dérive ayant une faible capacité de nager; comprend le phytoplancton et le zooplancton microscopiques ainsi que certains organismes macroscopiques, comme la méduse.

Plate-forme intertidale rocheuse — plate-forme horizontale ou en pente douce, érodée par l'eau, située dans l'avant-plage inférieure sur une côte rocheuse.

Point amphidromique — point de marée nulle autour duquel tournent les lignes cotidales pendant un cycle de marées. Les amplitudes de marée ou marnages (les lignes d'égale amplitude de marée) augmentent à mesure que l'on s'éloigne de ce point pour couvrir une région appelée zone amphidromique.

Poussée — force ascensionnelle exercée sur un objet ou un fluide, due à la différence de densité entre celui-ci et le fluide environnant; quantitativement égale au poids de l'eau déplacée par l'objet.

Poussée phytoplanctonique (prolifération phytoplanctonique) — croissance rapide du phytoplancton au printemps et à l'automne, créant d'importantes concentrations temporaires de l'organisme. Peut produire une eau décolorée ou toxique connue sous le nom de marée rouge. (voir *Plancton*)

Pression osmotique — pression exercée sur une membrane, résultant de la différence de concentration chimique des fluides de chaque côté.

Primordial — relatif ou appartenant au début ou aux premiers temps de l'histoire de la Terre.

Promontoire — pointe de terre élevée s'avançant dans une masse d'eau; cap.

Propagation des ondes — transmission des ondes à travers un fluide.

Province — région identifiable par un groupe de reliefs semblables dont les caractéristiques diffèrent fortement de la région environnante. Par exemple, province de monts sous-marins.

Pycnocline — couche (ou zone) dans laquelle la densité augmente rapidement en fonction de la profondeur.

Quantité de mouvement — propriété d'un fluide en mouvement, proportionnelle au produit de sa masse par sa vitesse. Une force est requise pour modifier la quantité de mouvement d'un fluide; de même, un

fluide produit une force s'il imprime une quantité de mouvement à un autre objet ou à une autre portion de fluide.

Raz de marée — vague isolée et très haute, d'origine sismique ou volcanique, qui pénètre profondément dans les terres. Supplément pour *onde de marée.*

Recul — changement de la direction du vent ou du courant dans le sens antihoraire. Contraire de *Virage.*

Remous — mouvement quasi circulaire de l'eau, de petite superficie, formé en aval d'un ou de plusieurs obstacles ou le long du bord de deux régions dont le courant a une vitesse et une direction différentes.

Renversement des eaux (inversion) — processus par lequel les eaux de surface, refroidies suffisamment par l'air pour devenir plus denses que les eaux sous-jacentes, plongent et sont remplacées par le courant ascendant des eaux moins denses. Dans la région subarctique du Pacifique Nord, le renversement des eaux se produit en hiver mais se limite aux 100 m supérieurs à cause de la présence de l'halocline permanente entre 100 et 200 m.

Résistance de frottement — force retardatrice exercée sur un fluide se déplaçant par rapport à une surface solide ou une autre région de fluide par suite d'un processus d'échange de quantité de mouvement. L'échange peut résulter de mouvements moléculaires ou tourbillonnaires. (voir *Écoulement laminaire, Écoulement turbulent)*

Résonance — condition d'amplification de l'onde qui survient lorsque la fréquence d'oscillation de la force d'un système correspond à la fréquence de l'onde ou de l'oscillation du bassin sur laquelle la force agit.

Ressaut — voir *Barre d'eau*

Rivage — étroite bande de terre adjacente à la mer, incluant la zone des marées. Une plage est un rivage formé de matériaux non consolidés.

Roche ignée — roche formée à la surface de la Terre lors du refroidissement de matériaux en fusion. (voir *Magma*)

Salinité — quantité de sel dissous dans l'eau de mer en parties par millier (‰) en poids.

Saltation — Déplacement, par bonds successifs, de particules (comme le sable) entraînées par un fluide.

Semi-diurne — appartenant aux mouvements qui subissent une variation d'un cycle par demi-journée lunaire.

Stabilité — résistance au renversement ou au brassage dans une colonne d'eau. La stabilité augmente en fonction de l'accroissement de la stratification et de la diminution du changement vertical de la vitesse du courant avec la profondeur.

Station (météorologique) océanique — point de la surface de l'océan spécialement choisi à environ 200 milles marins de la côte. Les navires météorologiques océaniques sont équipés pour obtenir à ces stations des données météorologiques et océanographiques complètes.

Stratification — disposition d'une colonne d'eau en couches superposées par paliers continus ou brusques selon la densité, l'eau plus légère surmontant l'eau plus lourde.

Terrasse (replat) — formation topographique plane ou presque sur une pente abrupte. Par exemple, terrasse de plage relique sur le côté d'un mont sous-marin.

Théorie de l'équilibre — modèle de la marée supposant un océan continu de profondeur uniforme au-dessus de la Terre, dans lequel l'eau réagit instantanément aux forces marégénératrices du Soleil et de la Lune. Ce modèle ne tient pas compte des masses continentales, du frottement de fond et de l'inertie.

Thermocline — couche indiquant des changements brusques dans les températures avec la profondeur. Dans l'océan, il y a des thermoclines éphémères, transitoires, saisonnières (temporaires) et permanentes.

Tourbillon océanique — vaste région océanique de circulation horizontale fermée ou presque. Dans l'hémisphère nord, les tourbillons cycloniques montrent une divergence nette des eaux de surface, et les tourbillons anticycloniques, une convergence nette des eaux de surface.

Turbulence — agitation d'un fluide aux fluctuations irrégulières et aléatoires, qui ne peut être décrite que statistiquement. Les mouvements turbulents constituent un mécanisme plus intense de redistribution de la quantité de mouvement, de l'énergie et des matériaux en suspension que les processus lents de diffusion moléculaire.

Va-et-vient — ensemble du mouvement montant (jet de rive) et du mouvement descendant (flot de retour) de la vague déferlant sur la plage. Supplément pour *Jet de rive.*

Vague de vent — vague formée et amplifiée par le vent.

Vasière — bande côtière boueuse, souvent immergée à marée haute.

Vecteur — quantité ayant une grandeur et une orientation relativement à un certain système de coordonnées, ou grille. La description complète d'un vecteur de courant (vélocité du courant) requiert à la fois une vitesse et une direction. Un vecteur de courant peut être représenté par une flèche dont la longueur est proportionnelle à la vitesse et dont la pointe est dirigée dans la direction du courant.

Vélocité — quantité vectorielle qui indique la vitesse et la direction. Variation de la position d'un objet par unité de temps.

Virage — changement de la direction du vent ou du courant dans le sens horaire. Contraire de *Recul.*

Zone de fracture — zone linéaire allongée du fond marin, d'une topographie irrégulière, caractérisée par des dorsales, fosses ou escarpements à pic.

Zone littorale — selon la terminologie des plages, région indéfinie s'étendant depuis la ligne de rivage jusqu'à

un peu au-delà de la zone des brisants. En océanologie biologique, partie de la région benthique située entre la ligne de haute mer et 200 m de profondeur.

Zooplancton — partie animale du plancton; comprend les méduses, les vers, les mollusques et une grande diversité d'autres animaux marins. Brouteurs primaires du phytoplancton et, à leur tour, principales proies de beaucoup d'animaux marins plus gros, comme les calmars et les baleines.

RÉFÉRENCES

RÉFÉRENCES

(*indique une publication d'intérêt général)

AGES, A., 1979. The salinity intrusion in the Fraser River: salinity, temperature and current observations, 1976, 1977, *Pac. Mar. Sci. Rep.*, 79-14 : 193 p.

AGES, A. ET A. WOOLLARD, 1976. The tides in the Fraser estuary, *Pac. Mar. Sci. Rep.*, 76-5 : 100 p.

ANON., 1971. Oceanography of the nearshore coastal waters of the Pacific relating to possible pollution, *Environ. Prot. Agency Water Qual. Off. Vol.*, 1 : 188 p.

1973. *The Burrard Inlet-Howe Sound area, preliminary description of existing environmental conditions*, manuscrit inédit, Environnement Canada, 69 p.

1976. Tables of temperature, precipitation and sunshine, *B.C. Min. Agric.* 82 p.

ASHLEY, G.M., 1977. *Sedimentology of a freshwater tidal system, Pitt River-Pitt Lake, British Columbia*, Thèse de Ph.D., Univ. de la Colombie-Britannique, 234 p.

BARAZANGI, M. ET J. DORMAN, 1969. World seismicity maps compiled from ESSA, coast and geodetic survey, epicenter data 1961-1967, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59 : 369-380.

BARKER, M.L., 1974.*Water resources and related land uses Strait of Georgia-Puget Sound basin, *Dep. Environ. Geogr. Pap.*, 56 : 55 p.

BASCOM, W., 1964.**Waves and beaches*, Doubleday and Co., New York, NY, 267 p.

BLANCHARD, D.C., 1963. Electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea, p. 71-202, dans *Progress in oceanography, Vol. 1.*, Pergamon Press, New York, NY.

BOGDANOV, K.T., K.V. KIM ET V.A. MAGARIK., 1964. Numerical solution of tide hydrodynamic equations by means of BESM-2 electronic computer for the Pacific area, p. 161-235, dans Munk *et al.* [éd.] Tides off-shore: transition from California coastal to deep-sea waters, *Geophys. Fluid Dyn.*

BOISVERT, W.E., 1969. Major currents off the west coasts of North and South America, *Nav. Oceanogr. Off. Tech. Rep.*,221 : 34 p.

BRETSCHNEIDER, C.L., 1952. The generation and decay of wind waves in deep water, *Trans. Am. Geophys. Union*, 33 : 381-389.

1958. Revisions in wave forecasting: deep and shallow water, *Proc. 6th Conf. Coast. Eng.*, p. 30-67.

BUCKLEY, J.R., 1977. *The currents, winds and tides of northern Howe Sound*, Thèse de Ph.D., Univ. de la Colombie-Britannique, 228 p.

BUDINGER, T.F., 1967. Cobb seamount, *Deep Sea Res.*, 14 : 191-201.

CAMPBELL, N.J., 1954. *A study of lateral circulation in an inlet*, Thèse de Ph.D., Univ. de la Colombie-Britannique, 56 p.

CANADIAN HYDROGRAPHIC SERVICE, 1976. *Sailing Directions British Columbia Coast (south portion), Vol. 1, 10th ed.*, 399 p.

1977. *Sailing Directions British Columbia Coast (north portion), Vol. 2, 7th ed.* 413 p.

1979. *Small craft guide. Vol. 1, 4th ed.* 238 p.

CHASE, R.L., D.L. TIFFIN ET J.W. MURRAY, 1975. The western Canadian continental margin, p. 701-721, dans Canada's continental margins and offshore petroleum exploration, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 4.

CLAGUE, J.J. ET B.D. BORNHOLD, 1980. Morphology and littoral processes of the Pacific coast of Canada, p. 339-380, dans S.B. McCann [éd.] Coastlines of Canada, *Geol. Surv. Can.*

CRAWFORD, W.R., W.J. RAPATZ ET W.S. HUGGETT, 1981. Pressure and temperature measurements on seamounts in the North Pacific, *Marine Geodesy*, 5 : 43-54.

CRAWFORD, W.R. ET R.E. THOMSON, 1982. Continental shelf waves of diurnal period along Vancouver Island, *J. Geophys. Res.* 87 : 9516-9522.

CREAN, P.B., 1967. Physical oceanography of Dixon Entrance British Columbia, *Bull. Fish. Res. Board Can.*, 156 : 66 p.

CREAN, P.B. ET A. AGES., 1971. Oceanographic records from twelve cruises in the Strait of Georgia and Juan de Fuca Strait, 1968, *Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources*, vol. 1 : 55 p.

DAWSON, W.B., 1920. The tides and tidal streams, with illustrative examples from Canadian waters, *Dep. Nav. Sci. Ottawa*, 43 p.

DIETZ, R.S. ET J.C. HOLDEN, 1970. Reconstruction of Pangea: break-up and dispersion of continents, Permian to present, *J. Geophys. Res.*, 75 : 4939-4956.

DODIMEAD, A.J., F. FAVORITE ET T. HIRANO, 1963. Salmon of the North Pacific Ocean — Part II. Review of oceanography of the subarctic Pacific region, *Int. North Pac. Fish. Comm. Bull.*, 13 : 195 p.

DOHLER, G., 1964. Tides in Canadian waters, *Can. Hydrogr. Serv.*, 14 p.

EKMAN, V.W., 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents, *Ark. Mat. Astron. Fys.*, 2 : 1-52.

ELLIOT, J.A., 1969. A synoptic study of Sooke Basin, *Inst. Oceanog. Univ. British Columbia Rep.*, 22 : 32 p.

EMSLIE, J.H., 1979. Winds at Jericho, p. 51, 84, dans *Pacific Yachting*. Interpress Publications, Vancouver (C.-B.).

FAVORITE, F., A.J. DODIMEAD ET K. NASU, 1976. Oceanography of the subarctic Pacific region, 1960-71, *Int. North Pac. Fish. Comm. Bull.*, 33 : 187 p.

FARMER, D. ET J.D. SMITH, 1978. Nonlinear internal waves in a fjord, p. 465-493, dans Hydrodynamics of estuaries and fjords, *Proc. 9th Liege Collcq. Ocean Hydrodyn*, Elsevier, Amsterdam.

FISSEL, D.B., 1975. *A frequency analysis of ten years of surface atmospheric data at Ocean Weathership 'PAPA' (50°N, 145°W).* Thèse de M Sc., Univ. de la Colombie-Britannique, 136 p.

FISSEL, D.B. ET W.S. HUGGET, 1976. Observations of currents, bottom pressures and densities through a cross-section of Juan de Fuca Strait, *Pac. Mar. Sci. Rep.*, 76-6 : 68 p.

GALVIN, C.J., 1972. Waves breaking in shallow water, p. 413-456, dans R.E. Meyer [éd.] *Waves on beaches and resulting sediment transport*, Academic Press, New York, NY.

GIOVANDO, L.F. ET S. TABATA, 1970. Measurements of surface flow in the Strait of Georgia by means of free-floating current followers, *Fish. Res. Board Can. Tech. Rep.*, 163 : 69 p.

GOYETTE, D. ET H. NELSON, 1977. Marine environmental assessment of mine waste disposal into Rupert Inlet, British Columbia, *Fish. Environ. Can. Rep.* EPS 5PR-77-11 : 93 p.

HENRY, R.F. ET T.S. MURTY, 1972. Three-dimensional circulation in a stratified bay under variable wind-stress, p. 125-140, dans J. Nihoul [éd.] *Mém. Soc. R. Sci. Liège.*

HERLINVEAUX, R.H., 1962. Oceanography of Saanich Inlet in Vancouver Island British Columbia, *J. Fish. Res. Board Can.*, 19 : 1-37.

HOFFMAN, D., 1976. Analysis of wave spectra at Station "PAPA", *Webb Inst. Nav. Archit*, New York, NY, 55 p.

HOLBROOK, J.R. ET D. HALPERN, 1978. Variability of near surface currents and winds in the western Strait of Juan de Fuca, *Pac. Mar. Environ. Lab.*, (NOAA).

HOOS, L.M. ET G.A. PACKMAN, 1974. The Fraser River estuary status of environmental knowledge to 1974, *Spec. Estuar. Ser.* 1 : 518 p.

HOUGHTON, D., 1969. *Acapulco '68, *Weather* 24 : 2-18.

HUGHES, B.A., 1969. Characteristics of some internal waves in Georgia Strait, *Def. Res. Establ. Pac. Tech. Mem.*, 69-2 : 9 p.

HUGHES, B.A. ET H.L. GRANT, 1978. The effect of internal waves on surface wind waves. 1. Experimental measurements, *J. Geophys. Res.* 83 : 443-454.

IVERSEN, H.W., 1952. Laboratory study of breakers, *U.S. Natl. Bur. Stand. Circ.*, 521 : 9-32.

JAMES, R.W., 1969. Abnormal changes in wave heights, *Mariners Weather Log*, 13 : 252-255.

JEFFREYS, H., 1925. On the formation of waves by wind, *Proc. R. Soc. London, Ser.* 4., 107 : 189-206.

KING, C.A.M., 1966. **Beaches and coasts*, Edward Arnold Ltd., London. 403 p.

KINSMAN, B., 1965. *Wind waves*. Prentice-Hall, NJ, 676 p.

KOMAR, P.P., 1976. **Beach processes and sedimentation*, Prentice-Hall, NJ, 429 p.

LACOMBE, H. ET P. TCHERNIA, 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée, p. 25-36, dans D.J. Stanley [éd.] *The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA.

LEBLOND, P.H., 1972. *The theory of tides,* Dép. d'Océanographie Univ. de la Colombie-Britannique, 98 p.

LEBLOND, P.H. ET L.A. MYSAK, 1978. *Waves in the ocean,* Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 602 p.

LEVINGS, C.D. ET N.G. MCDANIEL, 1980. Data report on effects of dissolved oxygen deficiency in bottom waters of Howe Sound: trawl data January 1978 to March 1979 and oceanographic data August 1977 to March 1979, *Can. Data Rep. Fish. Aquat. Sci.,* 217 : 87 p.

LUM, K., 1975. *Erosion of the Point Grey cliffs,* Thèse de BSc., Univ. de la Colombie-Britannique, 40 p.

MCLEAN, D.G., 1975. *Marine erosion at Towers Beach.* Thèse de BSc., Univ. de la Colombie-Britannique, 127 p.

MALLORY, J.K., 1974. Abnormal waves on the south east coast of South Africa, *Int. Hydrogr. Rev.,* 51 : 99–118.

MARMER, H.A., 1926. Coastal currents along the Pacific coast of the United States, *U.S. Coast Geod. Surv. Spec. Publ.,* 121 : 80 p.

MILES, J.W., 1957. On the generation of surface waves by shear flows, *J. Fluid Mech.,* 3 : 185–204.

MURTY, T.S., 1977. Seismic sea waves — tsunamis, *Bull. Fish. Res. Board Can.,* 198 : 337 p.

MYSAK, L.A., 1980. Recent advances in shelf wave dynamics, *Rev. Geophys. Space Phys.,* 18: 211–241.

NATIONAL MARINE FISHERIES SERVICE (NOAA), 1977a. Sea surface temperature charts, for July, August, and December 1977 in fishing information supplements, *U.S. Dep. Comm.*

1977b. Fishing information, J.A. Renner [éd.] *U.S. Dep. Comm. No.,* 1, 3, 5, 7, 9, 11.

NEWTON, I., 1687. Principia Mathematica, 680 p., traduction révisée par F. Cajori, Univ. California Press, Berkeley (1946).

OVERLAND, J.E., 1978. Oil-spill trajectory modeling, p. 36–41, dans G.A. Cannon [éd.] Circulation in the Strait of Juan de Fuca: some recent observations, *U.S. Natl. Ocean. Atmos. Adm. Tech. Rep.,* ERL 399-PMEL29.

PARKER, B.B., 1977. Tidal hydrodynamics in the Strait of Juan de Fuca–Strait of Georgia, *NOAA Tech. Rep.,* 69 : 56 p.

PARKS CANADA, 1974. **Be oceanwise ... otherwise ...,* Ministère des Affaires Indiennes et du Nord Canada, 1 p.

PHILLIPS, O.M., 1957. On the generation of waves by turbulent wind, *J. Fluid Mech.,* 2 :417–445.

PICKARD, G.L. ET K. RODGERS, 1959. Current measurements in Knight Inlet, British Columbia, *J. Fish. Res. Board Can.* 16 : 635–684.

PIERSON, W.J., G. NEUMANN ET R.W. JAMES, 1971. Observing and forecasting ocean waves, *U.S. Nav. Oceanog. Off.,* 284 p.

PORE, N.A., 1964. The relation of wind and pressure to extratropical storm surges at Atlantic City, *J. Appl. Meteorol.,* 3 : 155–163.

RAFF, A.D. ET R.G. MASON, 1961. Magnetic survey off the west coast of North America, 40°N to 52°N latitude, *Geol. Soc. Am. Bull.,* 72 :1267–1270.

RELEVÉS HYDROLOGIQUES DU CANADA, 1979. *Sommaire chronologique de l'écoulement,* Ministère de l'Environnement, Direction des ressources en eau, 694 p.

RIDDIHOUGH, R.P. ET R.D. HYNDMAN, 1976. Canada's active western margin — the case for subduction, *Geosci. Can.,* 4 : 269–278.

SANDILANDS, R.W., 1971/72. Hydrographic charting and oceanography on the west coast of Canada from the eighteenth century to present day, *Proc. R. Soc. Edinburgh Sect. B,* 73 : 75–83.

SCHUMACHER, A., 1939. Stereophotogrammetrische Wellenaufrahmen. (Stereophotogrammetric wave photos.) *Wiss. Ergebnisse Dtsch. Atl. Exped. Forsch. Vermessungsschiff Meteor,* 1925–1927 Vol., 7 : 86 p.

SCRINGER, J.A. ET W. HALLIDAY, 1971. Bathymetry of Pacific seamounts Bowie and Union, *Deep Sea Res.,* 18 : 123–126.

SENGUPTA, S., 1966. Studies on orientation and imbrication of pebbles with respect to cross-stratification, *J. Sediment. Petrol.,* 36 : 362–369.

SERVICE DES DONNÉES SUR LE MILIEU MARIN. Ministère des Pêches et des Océans, (manuscrits inédits).

Waves recorded off Roberts Bank, B.C., Station 106, February 7, 1974, to April 3, 1976, *File 108–5.*

Waves recorded off Sturgeon Bank, Station 102, February 7, 1974 to April 1, 1976, *File 102–5.*

Waves recorded off Station 'PA V', C.C.G.S. Quadra/96, C.C.G.S. Vancouver/100, February 2, 1974 to January 10, 1979, *File 100–4 M.*

Waves recorded off Tofino, B.C., Stn. 103, June 26, 1970 to August 21, 1976, *File 103–3.*

Waves recorded off West Vancouver, B.C., Stn. 106, December 19, 1972 to May 18, 1974, *File 106–1.*

Waves recorded off Prince Rupert, B.C., September 28, 1972 to June 13, 1973, *File 104–1.*

SNODGRASS, D., G. W. GROVES, K.F. HASSELMANN, G.R. MILLER, W.H. MUNK ET W.H. POWERS, 1966. Propagation of ocean swell across the Pacific, *Philos. Trans. R. Soc. London Ser.,* A 259 : 431–497.

SPAETH, M.G. ET S.C. BERKMAN, 1967. The tsunami of March 28, 1964, as recorded at tide stations, *U.S. Coast. Geod. Surv. Tech. Bull.,* 33 : 86 p.

SVERDRUP, H.U. ET W.H. MUNK, 1947. Wind, sea and swell theory of relationships in forecasting, *U.S. Dep. Navy Hydrogr. Off. Publ.,* 601 : 44 p.

TABATA, S., 1972. The movement of Fraser River-influenced surface water in the Strait of Georgia as deduced from a series of aerial photographs, *Pac. Mar. Sci. Rep.,* 72–6 : 69 p.

THOMSON, R.E., 1976. Tidal currents and estuarine-type circulation in Johnstone Strait, British Columbia, *J. Fish. Res. Board Can.,* 33 : 2242–2264.

THOMSON, R.E. ET W.S. HUGGETT, 1980. M_2 baroclinic tides in Johnstone Strait, British Columbia, *J. Phys. Oceanogr.,* 10 : 1509–1539.

THOMSON, R.E., W.S. HUGGETT ET L.S.C. KUWAHARA, 1980. Data record of current observations Volume VIII, Discovery Passage, Johnstone Strait, and Queen Charlotte Strait, 1976, 1977, 1978, (1979), *Inst. Ocean Sci. Sidney, B.C.,* 262 p.

TYNER, R.V , 1951. Paths taken by the cold air in polar outbreaks in British Columbia, *Dep. Transp. Meteorol. Div. Tech. Rep.* 106 : 13 p.

URSELL, F., 1956. Wave generation by wind, p. 216–249, dans G.K. Batchelor and R.M. Davies [éd.] *Surveys in mechanics,* Cambridge Univ. Press.

U.S. ARMY COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER, 1977. *Shore protection manual. Vol.* 1 : 188 p.

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, 1976. Ediz Hook beach erosion control, *Gen. Des. Memo.* 21 : 14 p.

U.S. DEPARTMENT OF COMMERCE (NOAA), 1978. *Climatic Atlas of the outer continental shelf waters and coastal regions of Alaska, Vol. I Gulf of Alaska,* Univ. Alaska, Anchorage, 439 p.

VAN DORN, W.G. 1974. *Oceanography and seamanship, Dodd, Mead and Co., New York, NY, 481 p.

VINE, F.J. ET D.H. MATHEWS, 1963. Magnetic anomalies over ocean ridges, *Nature* 199 : 947–949.

WALBRAN, J.T., 1971. **British Columbia coast names,* 1592–1906, J.J. Douglas Ltd., Vancouver, 546 p.

WALDICHUK, M., 1957. Physical oceanography of the Strait of Georgia, British Columbia, *J. Fish. Res. Board Can.,* 14 : 321–486.

1958. Drift bottle observations in the Strait of Georgia, *J. Fish. Res. Board Can.,* 15 : 1065–1102.

WICKETT, P.W., 1973. An unusually strong current in Hecate Strait, September, 1968, *Fish. Res. Board. Can. Tech. Rep.,* 395 : 23 p.

WIGEN, S.O. ET W.R. WHITE, 1964. Tsunami of March 27–29, 1964, west coast of Canada, *Dep. Mines Tech. Surv.,* 6 p.

WILSON, B.W., 1964. Generation and dispersion characteristics of tsunamis, p. 413–444, dans *Studies on oceanography.*

WILSON, E.E., 1976. Hypothermia and cold water survival, *Mariners Weather Log,* 20(3) : 136–138.

WOLFERSTAN, W., 1976. **Pacific yachting's cruising guide to the Gulf Islands and Vancouver Island from Sooke to Courtenay,* Interpress Publications Ltd., Vancouver, B.C. 190 p.

WYLLIE, P.J., 1976. **The way the earth works,* John Wiley and Sons, Inc. New York, NY, 296 p.

YORATH, C.J., B.D. BORNHOLD ET R.E. THOMSON, 1979. Oscillation ripples on the northeast Pacific continental shelf, *Mar. Geol.,* 31 : 45–58.

APPENDICES

Appendice A. Table de conversion de mesures métriques et anglaises

Longueur
1 kilomètre (km) = 1000 mètres = 0,6214 mille anglais = 0,5396 mille marin
1 mètre (m) = 100 centimètres = 3,281 pieds (pi) = 0,5468 brasse
1 centimètre (cm) = 10 millimètres (mm) = 0,3937 pouce (po)
1 mille marin (mm) = 6080 pi = 1,152 mille anglais = 1,853 km
1 mille anglais = 5280 pi = 0,8684 mille marin = 1,609 km
1 brasse = 6 pi = 1,829 m
1 pied (pi) = 0,3048 m
1 pouce (po) = 2,540 cm
1° de latitude = 60 milles marins = 111,18 km
1° de longitude (à 50° de latitude) = 38,5 milles marins = 71,3 km

Surface
1 kilomètre carré (km ca ou km^2) = 0,3861 mi^2
1 hectare (ha) = 10,000 m^2 = 2,47 acres

Volume
1 kilomètre cube (km cu ou km^3) = 0,240 mi^3
1 mètre cube (m cu ou m^3) = 35,3 pi^3 = 264,2 gallons É.-U. (gal) = 220,00 gal impériaux
1 cm cu (cm^3) = 0,0610 po^3
1 litre (L) = 1000 cm^3 = 0,264 gal É.-U. = 0,220 gal impérial

Vitesse
1 km/h = 27,78 cm/s = 0,6214 mille par heure (mph) = 0,5396 kn
1 m/s = 3,60 km/h = 2,237 mph = 1,943 kn
1 noeud (milles marins/h) = 1,151 mph = 1,853 km/h = 51,44 cm/s
1 mph = 0,8684 kn = 1,6093 km/h
1 pi/s = 30,48 cm/s = 0,6214 mph = 0,5396 kn

Le terme « noeud » est dû aux Hollandais qui utilisaient une planche ou une bille de bois attachée à une corde à noeuds pour mesurer le déplacement d'un bateau. La bille était lancée par-dessus bord et la corde se déroulait. Un marin comptait le nombre de noeuds, également espacés sur la corde, qui lui passaient dans les mains en une période donnée pour connaître la vitesse de déplacement du navire sur l'eau. Il y avait 47 pi et 3 po (14,4 m) entre les noeuds et le temps était mesuré à l'aide d'un sablier de 28 s.

Masse
1 kilogramme (kg) = 1000 grammes = 2,205 livres (lb)
1 gramme (g) = 0,0353 once (oz)
1 tonne métrique (t) = 1000 kg = 1,102 tonne courte = 2205 lb

Pression
1 atmosphère = 1013,25 millibars = 760 millimètres de mercure (mm Hg) = 29,92 po/Hg = 14,7 lb/po ca
1 millibar (mb) = 0,750 mm Hg = 0,0145 lb/po ca = 100 pascals (pa)
Dans l'océan, la pression ambiante augmente de 1 atmosphère par 10 m (ou 33 pi) de profondeur. Toute augmentation de 1 mb de la pression atmosphérique entraîne l'abaissement du niveau de la mer d'environ 1 cm.

Conversion des températures
°C = (°F - 32°) x 5/9 °F = (9/5 x °C) + 32
Au niveau de la mer, l'eau douce gèle à 0°C = 32°F et bout à 100°C = 212°F

Constantes
L'accélération de la pesanteur à la surface de la terre (g) = 980 cm/s^2 = 32 pi/s^2
Rayon équatorial de la terre = 6378 km
Rayon polaire de la terre = 6357 km
Distance moyenne terre-lune = 384 393 km
Distance moyenne terre-soleil = 149 450 000 km
Profondeur moyenne des océans = 3729 m
Volume total des océans = 1350 millions km^3

Surface et profondeur moyenne de
l'océan Pacifique = 181 millions km^2; 3940 m
l'océan Atlantique = 94 millions km^2; 3575 m
l'océan Indien = 74 millions km^2; 3840 m
l'océan Arctique = 12 millions km^2; 1117 m

Appendice B. Instituts de recherches marines de la côte nord-ouest du Pacifique

Ministère des Pêches et des Océans Institut de l'environnement du Pacifique West Vancouver (C.-B.)	Écologie marine, océanographie chimique et biologique
Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources Centre géoscientifique du Pacifique Sidney (C.-B.)	Géologie marine et géophysique
Ministère des Pêches et des Océans Institut des sciences de la mer Sidney (C.-B.)	Océanographie chimique et physique, génie océanologique, hydrographie, écologie marine
Ministère des Pêches et des Océans Station de biologie du Pacifique Nanaïmo (C.-B.)	Océanographie biologique et physique, gestion et recherches halieutiques, écologie marine

Ministère de la Défense nationale Centre de recherche pour la défense du Pacifique Esquimalt (C.-B.)	Acoustique océanique, génie océanologique, physique marine
Department of the Navy Applied Physics Laboratory Seattle, Washington	Génie océanologique, physique marine
Commission internationale des pêches au saumon du Pacifique New Westminster (C.-B.)	Gestion des stocks de saumon rose et de saumon sockeye du fleuve Fraser
National Oceanic and Atmospheric Administration National Ocean Survey Seattle, Washington	Océanographie physique, génie océanologique, hydrographie
National Oceanic and Atmospheric Administration Northwest Fisheries Center Seattle, Washington	Recherche sur les pêches hauturières, océanographie physique
National Oceanic and Atmospheric Administration Pacific Marine Environmental Laboratory Seattle, Washington	Océanographie physique, biologique, chimique et géologique
Oceanographic Institute of Washington Seattle, Washington	Génie océanologique (gère le centre régional d'étalonnage du Nord-Ouest pour la vérification et l'étalonnage des instruments océanographiques)
Oregon State University School of Oceanography Corvallis, Oregon	Océanographie biologique, chimique, géologique et physique; pêche et génie océanologique (gère le centre scientifique marin à Newport, Oregon)
Ministère de la Défense nationale Collège militaire Royal Roads Esquimalt (C.-B.)	Océanographie physique
Université Simon Fraser Faculté des sciences biologiques Burnaby (C.-B.)	Écologie marine, océanographie biologique
University of Alaska Institute of Marine Sciences Fairbanks, Alaska	Océanographie biologique, chimique, géologique et physique; génie océanologique
Université de la Colombie-Britannique Département d'océanographie Vancouver (C.-B.)	Océanographie biologique, chimique, géologique et physique
Université de Victoria Département de biologie Victoria (C.-B.)	Écologie marine et océanographie biologique (la station marine de Bamfield est affiliée aux universités de la Colombie-Britannique et de Victoria)

University of Washington School of Oceanography College of Fisheries and College of Engineering Seattle, Washington	Océnnographie biologique, chimique, géologique et physique; pêche et génie océanologique (gère la station de biologie marine de Friday Harbor dans l'île San Juan)
Walla Walla College Marine Biological Station Anacortes, Washington	Écologie marine
Western Washington State College Aquatic Studies Program Bellingham, Washington	Sciences aquatiques (gère le centre marin de Shannon Point, Anacortes)

Appendice C. Hypothermie par immersion

L'hypothermie par immersion est la réduction de la température normale du corps par immersion dans l'eau. Sauf dans les eaux tropicales dont la température est supérieure à 20–25°C, c'est le principal danger que courent ceux qui sont exposés à une immersion prolongée. Le décès, par arrêt du coeur, se produit généralement lorsque la température rectale normale, d'environ 37,6°C, tombe en dessous de 25,9°C.

L'eau froide a pour effet d'abaisser la température du corps. Cela entraîne un ralentissement du rythme cardiaque comme du métabolisme, et une augmentation de la quantité de bioxyde de carbone dans le sang. Les facultés mentales de la victime sont amoindries et cela peut jouer un rôle important dans ses chances de survie. De nombreux récits de naufrages et d'accidents dans les eaux froides indiquent que les victimes peuvent avoir l'esprit troublé et délirer, ce qui augmente d'autant le risque de décès par hypothermie.

Le temps de survie d'une personne dans l'océan dépend de la température de l'eau de surface, du genre de vêtement porté par la victime et, à un degré moindre, du comportement de celle-ci. Les durées approximatives de survie sont indiquées dans le tableau suivant. Celles-ci peuvent varier selon le physique des victimes. Par exemple, les gens maigres souffrent d'hypothermie plus rapidement que les personnes grasses. Les gens extrêmement gras peuvent demeurer presque indéfiniment dans des eaux dont la température est proche du point de congélation, pourvu qu'ils soient habillés chaudement.

Température de l'eau (°C)	Temps d'épuisement ou d'inconscience	Temps de survie
0°C	15 min	15–45 min
0- 5	15–30 min	30–90 min
5–10	30–60 min	1- 3 h
10–15	1- 2 h	1- 6 h
15–20	2- 7 h	2–40 h
20–25	3–12 h	3 h - période indéfinie
25	période indéfinie	période indéfinie

Le degré d'hypothermie peut être réduit par un comportement et un équipement appropriés. Cela a été démontré lors de tout doute par des chercheurs de l'Université de Victoria qui ont attentivement étudié plus de 500 cas d'immersion dans l'océan à des températures variant de 4 à 16°C (Wilson 1976). Ils ont découvert que si les régions exothermiques du corps étaient protégées, le temps de survie augmentait. La position foetale a été recommandée pour les personnes seules et le « pelotonnement » pour les petits groupes. Ces deux méthodes nécessitent des bouées ou gilets de sauvetage. Dans la position foetale, il faut tenir les avant-bras fermement contre les côtés de la poitrine, garder les cuisses ensemble et relever les genoux pour protéger la région de l'aine. Dans la position du « pelotonnement », les gens se font face et se tiennent le plus près possible les uns des autres. Ces positions permettent jusqu'à 4 h de survie dans des eaux à 9°C (température normale de la plupart des eaux côtières de la C.-B. en hiver), environ le double de temps de résistance d'un nageur et une fois et demie celui d'une personne en position passive. Les scientifiques de l'Université de Victoria ont aussi contribué à la conception de gilets de sauvetage et à la mise au point de méthodes de traitement des victimes de l'hypothermie. Par exemple, ils ont découvert que le réchauffement externe d'une personne souffrant d'hypothermie peut accélérer la mort de celle-ci en raison de l'effort supplémentaire, que le coeur doit fournir lorsque les vaisseaux capillaires se dilatent. Les couvertures seules sont peu utiles parce que la peau de la victime ne dégage pas de chaleur. Le meilleur traitement consiste à faire inhaler, à la personne incommodée, de la vapeur à température contrôlée, ce qui amène la chaleur où il faut, c'est-à-dire dans les organes internes. (De plus amples renseignements sur l'hypothermie figurent dans le *British Columbia Small Craft Guide*, vol. 1, 1979, p. 25–26.)

Appendice D. Forces marégénératrices comparées du soleil et de la lune

L'importance approximative de la force marégénératrice du couple terre-lune peut s'exprimer par $f \sim m/d^3$, et celle du couple terre-soleil par $F \sim M/D^3$, pour les quantités suivantes :

$m = 7{,}347 \times 10^{25}$ g est la masse de la lune
$M = 1{,}971 \times 10^{33}$ g est la masse du soleil
$d = 3{,}844 \times 10^5$ km est la distance moyenne de la terre à la lune
$D = 1{,}495 \times 10^8$ km est la distance moyenne de la terre au soleil

Le rapport de ces deux forces est $f/F = (m/M)(D/d)^3 = 2{,}193$ de sorte que la force marégénératrice de la lune est plus de deux fois plus forte que celle du soleil. Il est évident que la proximité relative de la lune compense largement la faiblesse de la masse de cet astre par rapport à la masse du soleil.

Planches couleurs

PLANCHE I Terrasse de la plage relique à 100 m de profondeur sur le mont sous-marin Cobb photographié du sous-marin *Pisces IV*. (A) Rides de sable formées par le courant. (Avec l'autorisation de S. Huggett)

PLANCHE I (B) Cailloux arrondis. (Avec l'autorisation de S. Huggett)

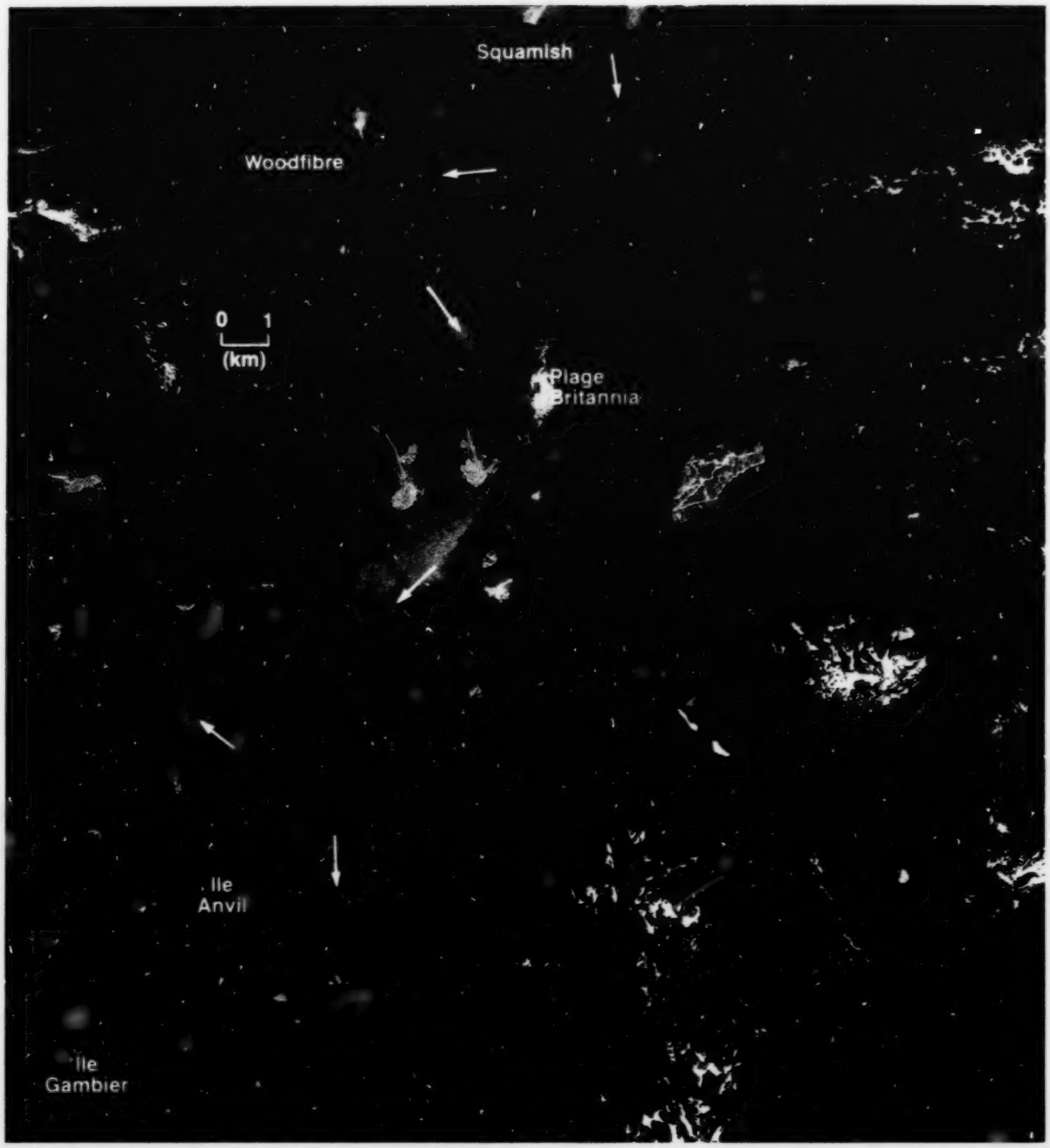


PLANCHE 2 **Baie Howe, le 6 août 1972, près de la basse mer inférieure. Les régions de couleur pâle représentent les eaux saumâtres de surface, chargées de limon provenant de la rivière Squamish, en haut. Comparez avec la figure 10.39. (Photo aérienne du gouvernement du Canada 1972)**

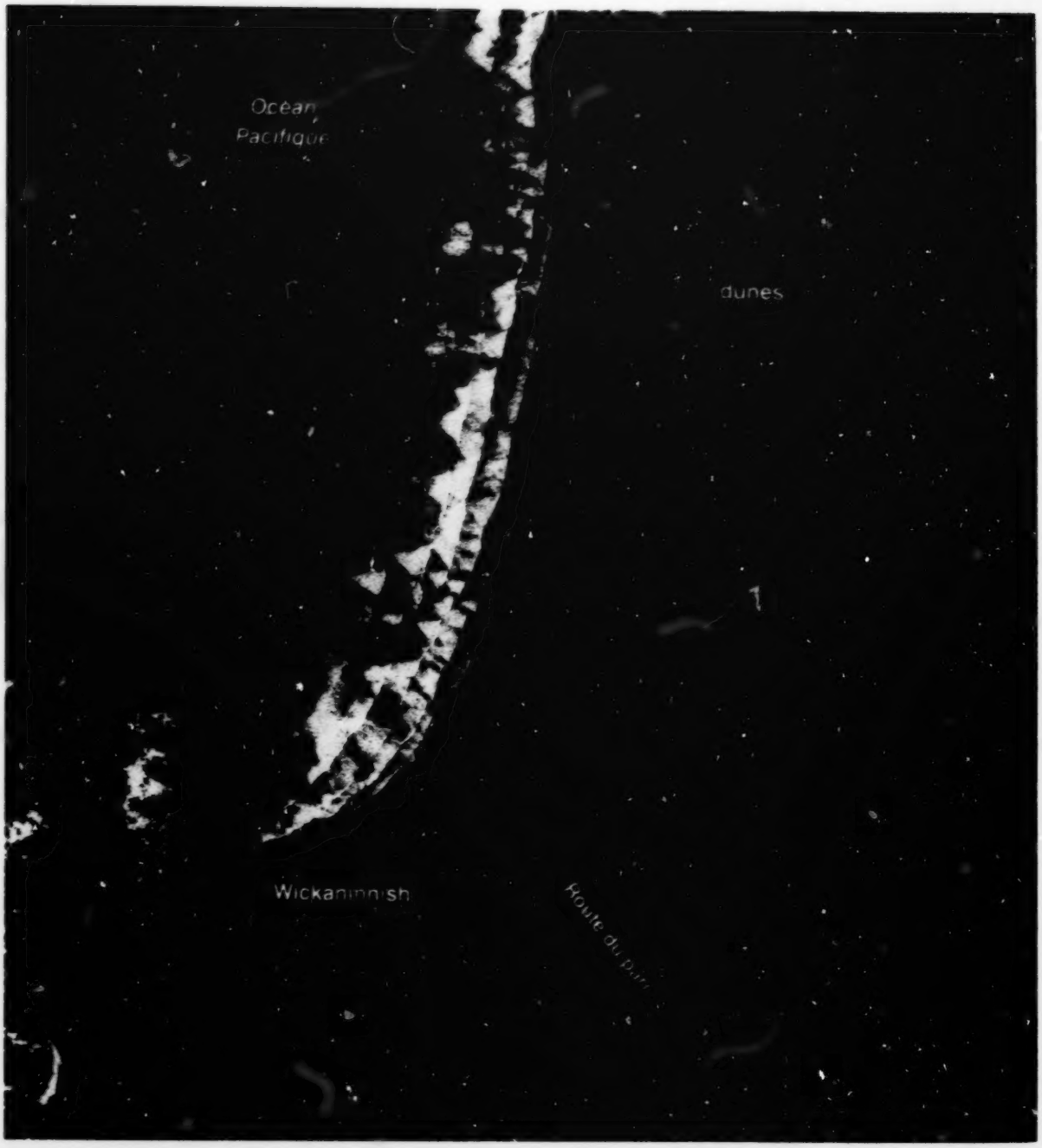


PLANCHE 3 **Pointe sud de la plage Long, baie de Wickaninnish, entre Tofino et Ucluelet, sur la côte ouest de l'île Vancouver. Pour la localisation, voir figure 8.12. (Photo aérienne du gouvernement de la Colomie-Britannique 1978)**

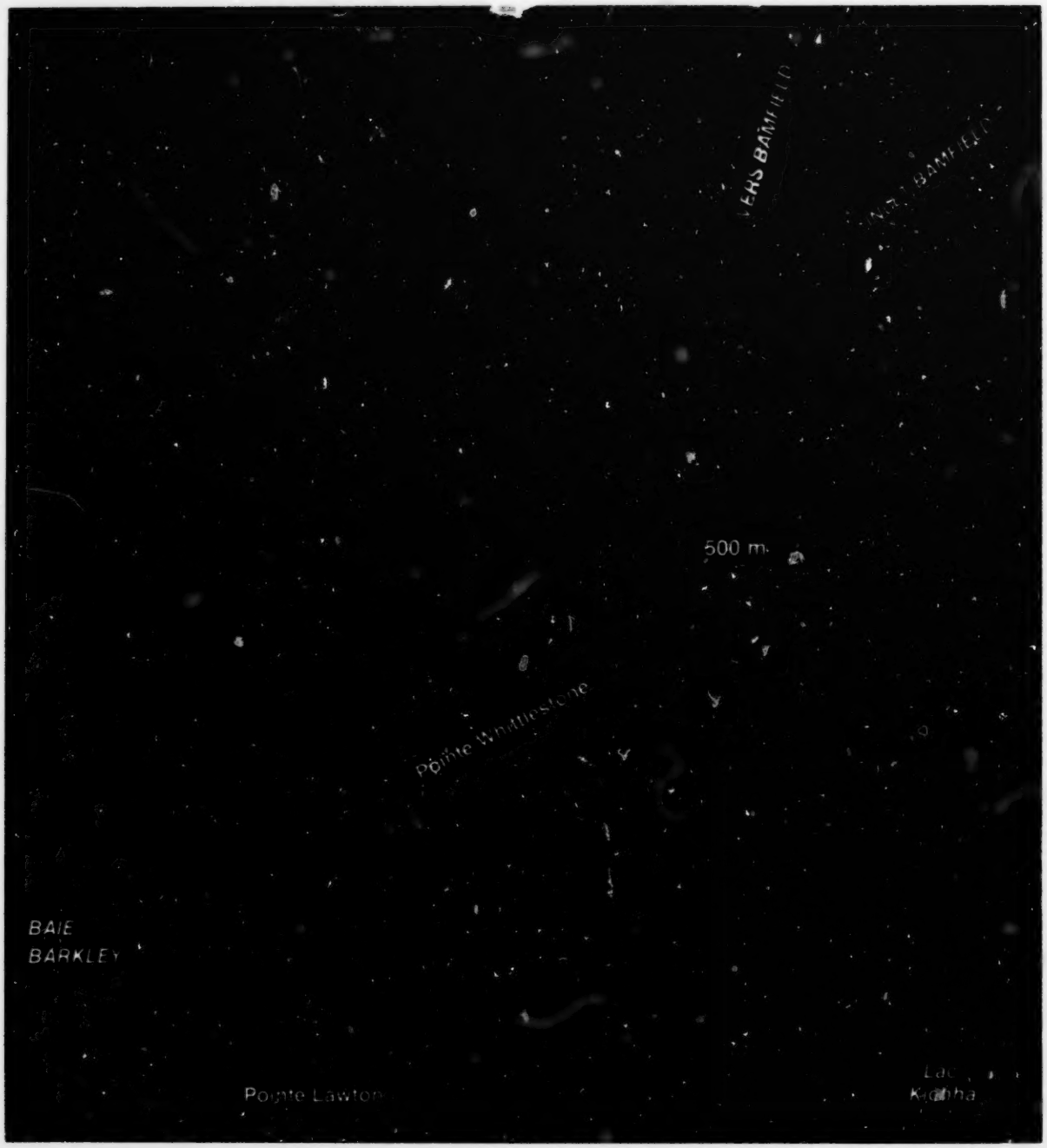


PLANCHE 4 **Plages concaves sur le chenal Trevor, dans la baie Barkley, sur la côte ouest de l'île Vancouver, à 5 km au sud-ouest de Bamfield. Les sables et autres matériaux non consolidés s'accumulent entre les caps plus résistants à l'érosion. (Photo aérienne du gouvernement de la Colombie-Britannique 1978)**

PLANCHE 5 Flèche Goose, près de Comox, dans le détroit de Géorgie. Vastes rides de sable découvertes à marée basse. (Photo aérienne du gouvernement du Canada 1978)

PLANCHE 6 Arche marine; Hole-in-the-Wall, sur la côte ouest de l'île Vancouver. (Avec l'autorisation de R. Macdonald)

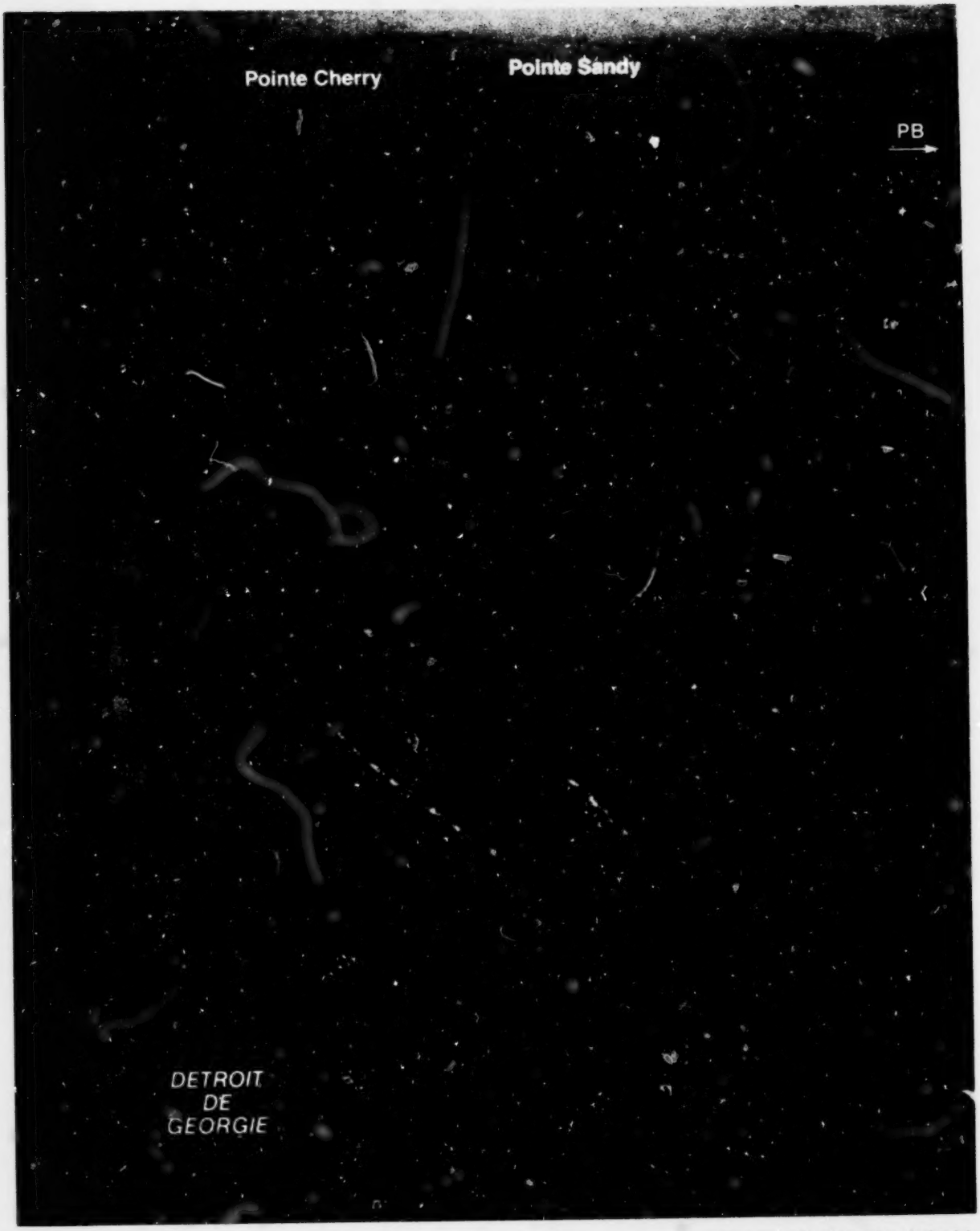


PLANCHE 7 Moires de surfaces provoquées par des vagues de gravité interne se propageant sur un pycnocline peu profond (interface de densité bien définie), dans le détroit de Géorgie, tard en mai 1972. Les vagues courent vers le nord-ouest (vers la gauche) depuis les abords de la passe Boundary (PB). Vue vers l'est sur le continent américain, prise à 5 km au sud de la baie Birch. La péniche, au-dessus du centre de la photo, mesure environ 70 m de long. (Tiré de LeBlond et Mysak 1978)

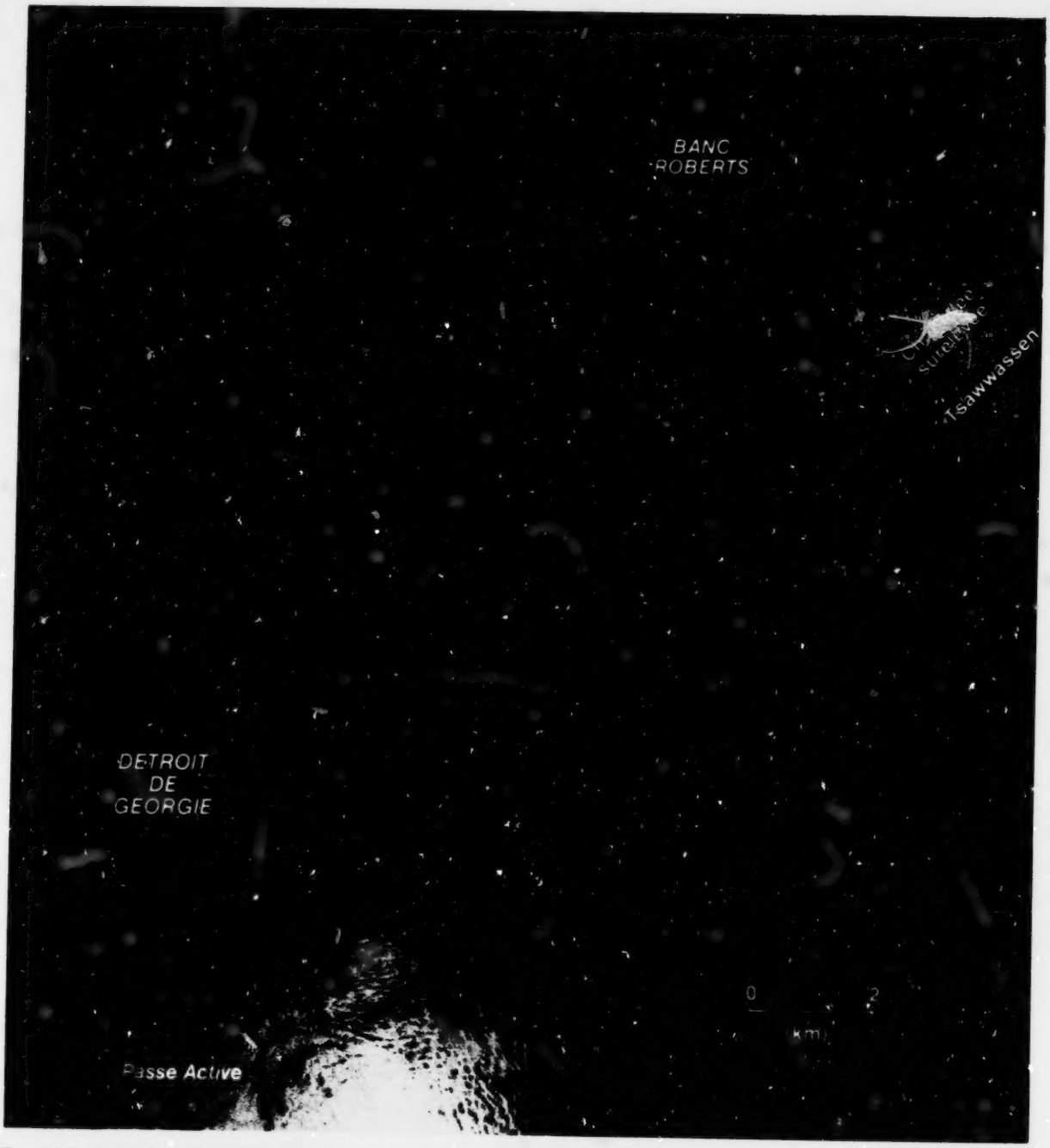


PLANCHE 8 Reflets de soleil (réflexion spéculaire) sur les rubans de moires associés à des vagues de gravité interne se propageant en direction nord-ouest dans le détroit de Géorgie, août 1972. En haut, à droite le delta du fleuve Fraser, le super port du banc Roberts (chaussée de la rive ouest) et la chaussée Tsawwassen; en bas, à gauche, la passe Active. Pour la localisation, voir figure 10.1. (Photo aérienne du gouvernement de la Colombie-Britannique 1972)

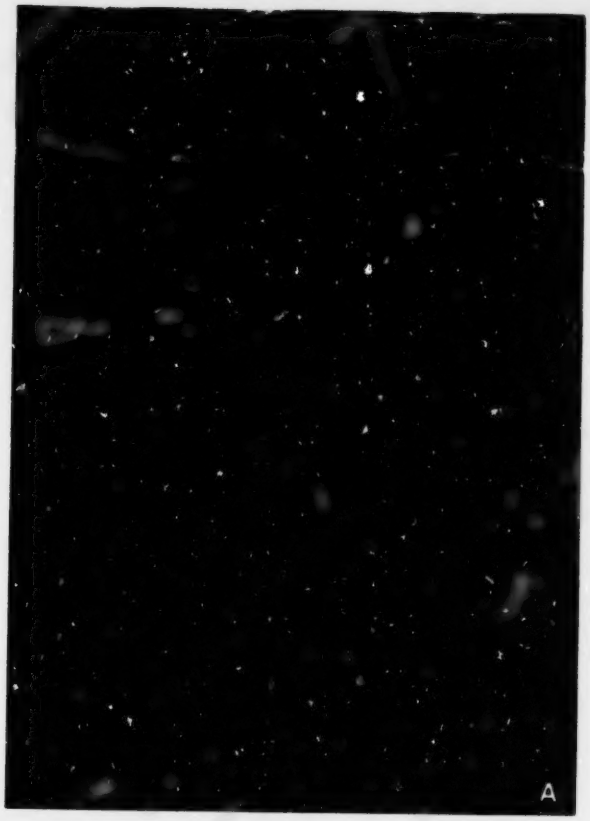


PLANCHE 9A Eaux rouges (marée rouge) causées par le micro-organisme *Noctiluca* au fond du bras de mer oriental (East Sound) de l'île Orcas, dans les îles San Juan, juillet 1976. La zostère, au bas de la photo, croît sur la ligne de rivage. (Avec l'autorisation de F.J.R.T. Taylor)

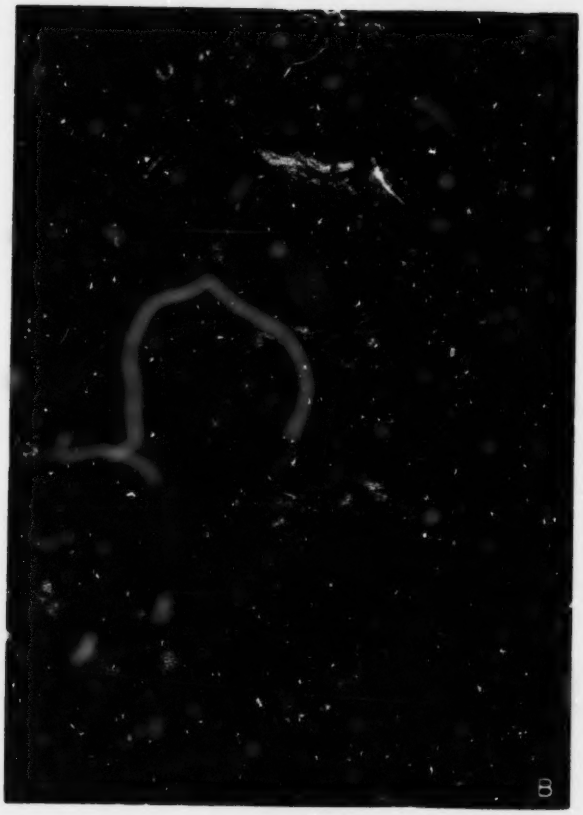
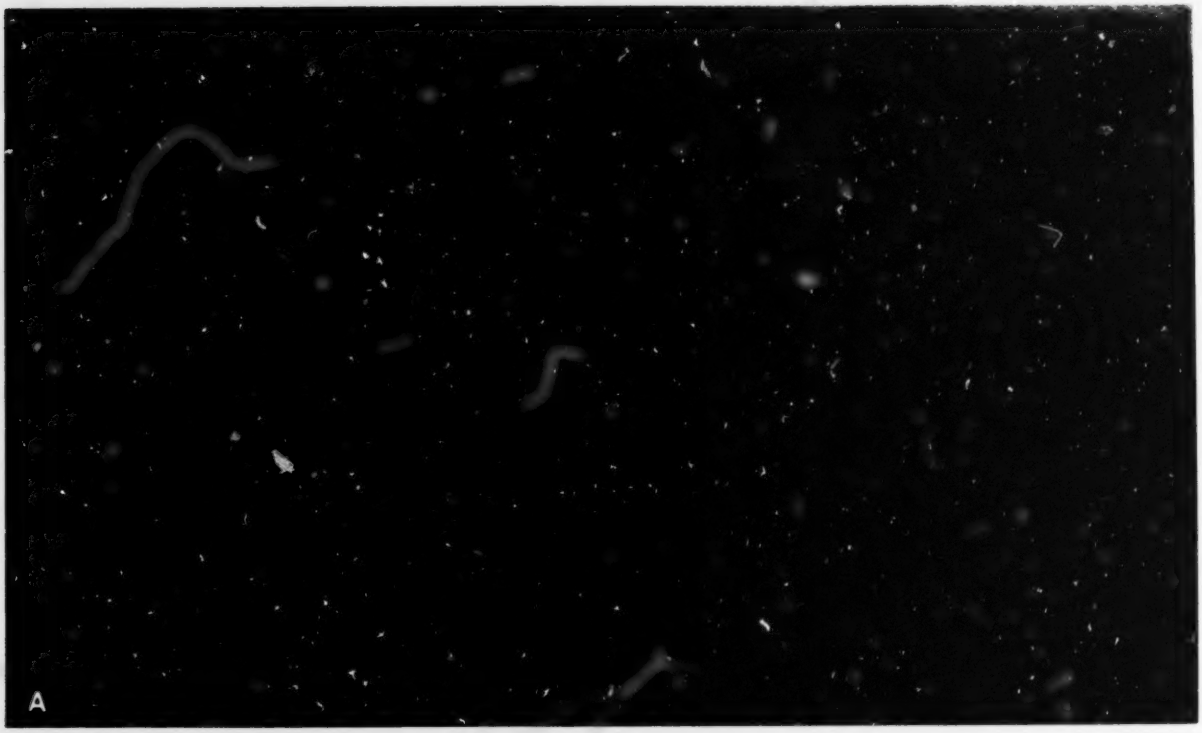


PLANCHE 9B Phytoplancton *Gonyaulax catenella*, le plus connu des trois organismes responsables de l'intoxication paralysante par les mollusques dans les eaux de la Colombie-Britannique; les cellules ont un diamètre approximatif de 40 µm (0,04 mm, 0,0016 po). (Avec l'autorisation de F.J.R.T. Taylor)



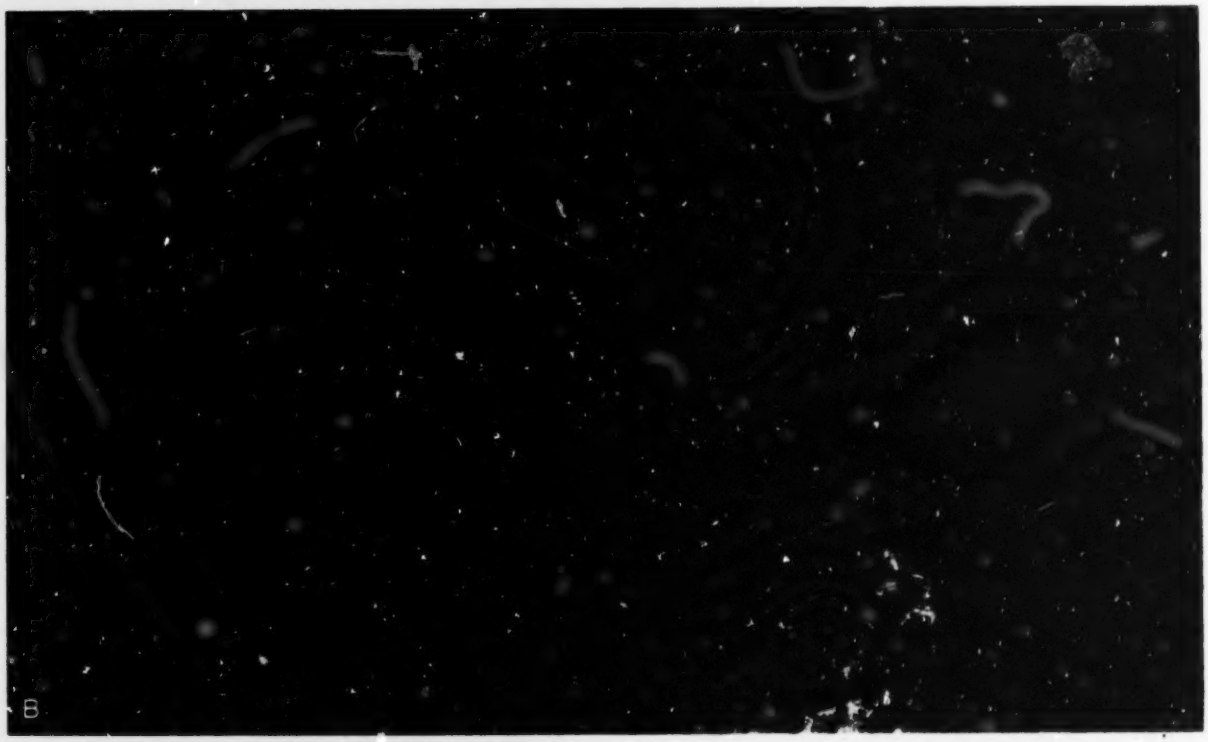


PLANCHE 10 En (A), avancée des eaux troubles de surface depuis l'extrémité nord de la passe Quatsino durant la crue printanière, 8 mai 1974. (pour la localisation, voir les fig. 4.5, 4.7.) En (B), turbidité de surface près de l'extrémité nord de la passe Quatsino et de l'entrée de l'inlet Rupert, le 3 août 1973. (Avec l'autorisation de D. Goyette)

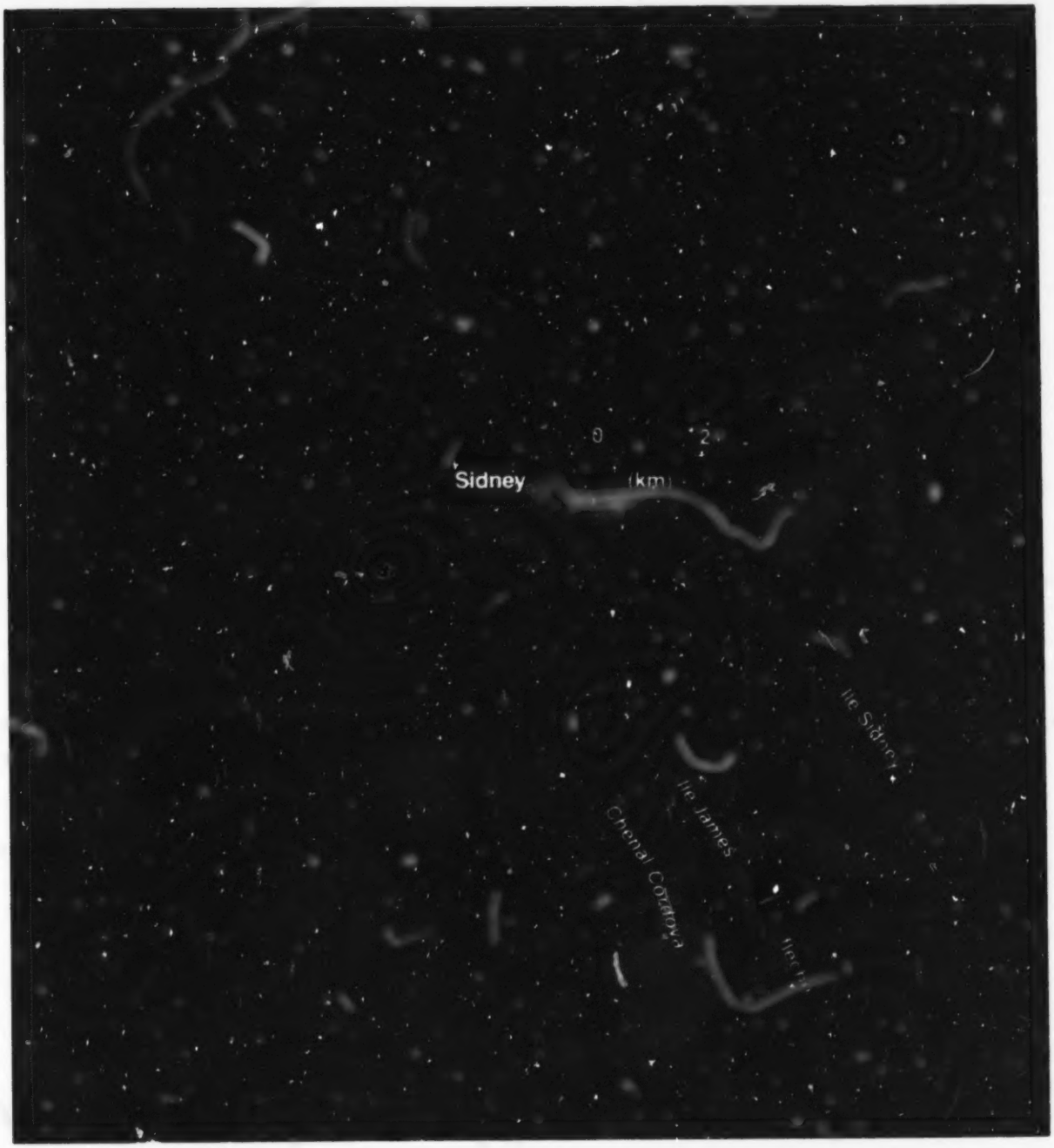


PLANCHE 11 L'île James, au sud-est de Sidney, dans l'île Vancouver. Deux sillages, de couleur pâle (probablement des sédiments de fond en suspension), semblent s'être formés en aval de l'île, sur les côtés de la flèche James où le courant de jusant en direction sud s'écarte de la pointe de l'île. (La photo montre aussi la flèche Sidney à la pointe nord de l'île Sidney; voir fig. 2.26D.). (Photo aérienne du gouvernement de la Colombie-Britannique août 1972)

PLANCHE 12 **Région située entre le bras central du fleuve Fraser (A) et la pointe Atkinson (B) environ 3 h après la basse mer, en août 1972. L'eau chargée de sédiments provient surtout du bras sud du fleuve (en dehors de la photo) et se déplace vers le nord au large du delta pour se joindre à l'écoulement limoneux du bras nord (C). Une partie de l'eau est entrée dans le bassin externe de l'inlet Burrard et est détournée vers le Premier goulet (D). Des sédiments dispersés ont atteint l'île Passage (E); d'autres forment un remous antihoraire à l'ouest de la pointe Grey (F). Les navires ancrés dans la baie English sont alignés dans la direction du courant (flèches). Noter les rides sur les bancs de sable découverts et le sillage clair derrière le canot automobile (p). Pour la localisation voir figures 10.1, 10.33. (D'après des photos aériennes du gouvernement de la Colombie-Britannique 1972)**

PLANCHE 13 Colonie d'otaries sur un rocher juste à l'ouest de l'île Sartine, dans la chaîne des îles Scott, à l'extrémité nord-ouest de l'île Vancouver, juin 1979. (Avec l'autorisation de B. Minkley)

Index

Index

Les chiffres en caractères romains indiquent les numéros des pages, les chiffres décimaux en italique, les figures; les chiffres précédés de *t*, les tableaux et ceux qui sont précédés de *p*, les planches.

Active, passe 23, 39, 87, 108, *10.1*, *p. 8*
  clapotis, 103, 156, 159
  courants 70–71, 85–86, *10.17*
Admiralty, inlet 200, *11.1*
  courants 207–209, *11.11*
Alberni, inlet 129, 144, 252
Alert Bay *9.7*, *12.2*
  marées *3.4*, 67, *t. 3.1*, *12.8*, 221, *t. 12.2*
Aléoutiennes, dépression des 27–28, *2.14*, 82, 152, 201, 237–238, 249
Aléoutiennes, fosse des 3
Aléoutiennes, îles 3, 9, 27, 250
Alexandre le Grand 45
Al-Fakih, Ibn 45
Amphidromique, point 245, *13.15*
Angulaire, moment 68
Anoxiques, conditions 22, 77, 82, 174, *10.25*, 192
Antarctique, région 83, 123
Arrachement, courant d' (*voir* sagittal, courant)
Arran, rapides 66, *3.28*, *10.2*
Arrière-plage, zone d' (*voir* zone de haute plage)
Asthénosphère 2, *1.4*, 233
Atkinson, pointe *3.5*, *t. 3.1*, *9.2*, 143, 177, *10.1*, 187, *10.37*
Atlantique, océan 3, 17, 83, 101, 123, 141
Atmosphère (*voir aussi* vents)
  dépressions et fronts 28, *2.15*
  marées 26, 67
  ondes de choc 113, 141
  ondes sous le vent 105
  pression *2.13*, *2.14*
  primordial 1, 2
  turbulence 105
Atoll 17
Avant-côte, zone d' 30, *2.16*
Avant-plage, région de l' (*voir* basse plage)

Bacon, Sir Francis 4
Baisse de niveau *5.6*
Baker, mont 3, 235
Baleine bleue 91
Bande (*ou* nappe, *voir* moires)
Barkley, baie 40, 65, 91, *3.19*, 102, *p. 4*
Barkley, Charles 11
Barre d'eau 30, *2.16*, *6.9*
  interne 106, 109, *6.23*
Basse plage 30, *2.16*
Batture 30, 35, 42, 44, *2.34*, *2.35*
Beaufort, échelle de 124, *t. 7.4*
Belize, inlet 21
Bellingham, baie *10.17*, 209, *11.1*
Berme (*voir aussi* plages) 31–33, *2.16*
Billings, flèche 213, *11.17*, *11.18*
Bioluminescence 77
Boundary, baie 9, 23, 30, *2.34*
Boundary, passage 85, 106, 108, *10.1*, 156, 209
  salinité *10.4*
  température *10.3*
Bouteille dérivante 166–167
Bowie, mont sous-marin 17, *2.5*
Brisants 31, 133
  courants engendrés par les 133–137, *8.10*
Brisants, zone des 32, *2.16*
Brise
  dans la baie Howe 191–192
  dans la région du détroit de Johnstone 220
  dans le détroit de Géorgie 153, *10.7*
  dans le détroit Juan de Fuca 203
  dans l'inlet Burrard 181–183
  de mer 28, 67, *10.7*, 91
  de terre 28, 67, *10.7*
Brise-lames 30, 44–45, *2.37*, 130, *8.5*
Brooks, péninsule *1.12*, *4.5*, 247
Broughton, détroit de 215, *12.2*, 219
  marées *12.8*, *t. 12.2*
  salinité *12.7*
  température *12.6*
Brouillard
  de mer 90, 242, *13.9*, 260, *t. 14.2*
  de rayonnement 166
  marin (*voir* de mer)
Bull Harbour, vents *t. 12.1*
Buntzen, lac 184
Burrard, inlet
  cartographie 11
  courants 187–188, *10.37*
  écoulement fluvial 183–184, *10.36*
  marées 183
  physiographie 179–180, *10.30*, *p. 12*
  précipitations 183–185
  salinité 25–26, 186–187, *10.35*, *10.36*
  température 22–23, 185–186, *10.34*
  vagues 156, *10.8*
  vents 152–154, 181–183, *t. 10.1*, *t. 10.2*, *t. 10.3*
Bute, inlet *3.26*, *t. 3.2*, 109, *6.24*, 173

Campbell River *t. 3.1*, 67, *12.8*, *t. 12.2*
Capilano, rivière *10.33*, 183–184
Caractéristiques côtières 30–34, 39–44, *2.31*
Cascades, chaîne des 7–8, *1.11*, *1.12*

Centripète, force 58-59, *3.7*, *3.8*, 80
Chandler, période de 62
Chapelets de débris (*voir aussi* Langmuir, cellules de) 76, 79-80, *4.1*
Charge hydraulique 70-71, 73, *3.29*, 187-188
Chatham, détroit de (*voir* passage Chatham)
Chatham, HMS 11, 215
Chatham, passage *14.1*, 256-257, 262, 265
Chatham, pointe *12.2*, *t. 12.1*, 222, *t. 12.2*
Chesterman, plage *2.32*
China, plage 32
Chlorinité (de l'eau de mer) (*voir* salinité)
Circulation (*voir aussi* courants)
  côtière 133
  estuarienne 19-20, *2.7*, 73, 173-174
  thermohaline 83
Clapotis 85, 103-104, 156-157, *10.10*, 159-160, 189, 204, 207, 221, 261
Clarence, détroit de *14.1*, 258, 264-265, *14.10*
Climat, effet de la remontée sur le 91, 241
Cobb, mont sous-marin 17-18, *2.4*, 87, *p. 1*
  vagues 122, *7.10*, 143, 243
Cobourg, flèche *2.26*
Collingwood, chenal *10.38*, 195
Columbia, fleuve 237, 251
Comox, marées *t. 3.1*, *p. 5*
Continental, glacis 15
Continental, plateau (*voir* plate-forme continentale)
Continental, talus 15, *2.2*, 235, 251
Continentale, dérive (*voir* expansion du fond océanique)
Continentale, marge *1.4*, 15, *13.2*
Continentale, plate-forme 15, *2.2*, 235, 251-252, 255
Cook, James 11, 256
Cordero, chenal 71, *3.28*
Cordova, chenal 86, *10.2*
Cordova, flèche *2.26*
Coriolis, (effet) force de
  description 64-65, *3.17*
  effet sur les courants *3.25*, 73. 80-84, 159, 169, 206-207, 225, 247
  effet sur les marées 65, *3.18*, 206
  effet sur les vents 26-27, *2.13*
  remontée 88
Coriolis, Gaspard 65
Cotidale, ligne *13.15*, 245, *13.16*
Côtier, courant (*voir* courant littoral)
Côtière, barre (*voir* levée de plage)
Côtière, chaîne 7, *1.11*, 42, 235
Côtière, fosse (*voir* sillon de la levée de plage)
Côtière, zone 31, *2.16*
Couche, absorption critique de la 109
Coups de vent, fréquence des *t. 13.2*
Courantomètre 166
Courants (*voir aussi* circulation estuarienne, dérive littorale)
  Alaskien *13.17*, 250
  Davidson *13.19*, 250-251
  d'Alaska *13.17*, 249-25., *13.19*
  d'inertie 80-81, 248, 265-267, *14.11*
  de Californie *5.3*, *5.4*, 92, 249-251, *13.17*, *t. 13.4*, *13.19*
  de densité 82-84
  de détente 80-81
  de la plate-forme continentale 251-253, *13.20*
  de Somalie *5.3*
  des Aiguilles 102-103, *6.14*
  des Canaries *5.3*
  du Benguela *5.3*
  du Japon (*voir aussi* courant Kuroshio) 200, 248, 253
  dus à la pente de la surface de la mer 84-85, *4.8*
  effet bathymétrique sur les 71, 87, *5.2*
  effet de la quantité de mouvement 73, *3.29*
  ellipse de 73-75, *3.30*, *3.31*
  engendrés par le vent 73, 79-82, *4.1*, *4.2*, *4.3*, *4.4*, 251-253, *13.20*
  équatorial du Sud (*voir* courant sud-équatorial)
  est-australien 250
  giratoire 74, *3.30*, *3.31*, 80, *11.15*, 247
  Gulf Stream 102, 250
  jet 20, *3.27*, 85-86, *4.9*, 92, 157, 193-194, 227, *p. 2*
  Kuroshio (*voir aussi* courant du Japon) 102, 248-249, *13.17*, 250, 253
  limitrophe à l'est 102
  limitrophe ouest 102-103
  Nord-Pacifique 248, *13.17*, 253
  occidental de dérive *13.17*, 249
  occidental limitrophe (*voir* limitrophe ouest)
  Oyashio 248-249, *13.17*
  Pérou *5.3*, 92
  rectiligne 73-74, *3.30*, 209
  résiduel 68, 169, 172, 210-211, *11.16*
  rotatif (*voir* courant giratoire)
  rotatoire (*voir* courant giratoire)
  sous-marin de Californie 251
  subarctique *13.17*, 248-253
  subarctique, contre-courant 250
  sud-équatorial *5.3*, 92
  système de propagation du courant *6.10*, 99
  tournant (*voir* courant giratoire)
Cox, baie *2.25*, *2.32*
Crescent City 143, *t. 9.1*, 144
Critique, hauteur 116, *7.2*
Crue nivale 19, 25
Current, passage 227-228

Darwin, Charles 17
Dean, chenal 152
Deception, passe *11.1*, 207, *11.11*
Déclinaison
  Dellwood, monticules *1.12*, *13.2*
  lunaire 60-61, *3.10*
  solaire 62, *3.14*, *3.15*
Déferlement, zone de 32, *2.16*, 133-135, *8.10*
Déjauger 114
Delta (*voir aussi* fleuve Fraser) 42, 44, *2.34*, *2.35*, 178, *10.30*
Densité de l'eau de mer 53
Dent, rapides *3.28*
Departure, baie (températures dans la) 23, 90-91, *5.8*
Dépression atmosphérique, formation de 28, *2.15*
Dérive littorale (*voir* courant littoral)

Dériveurs à drogue, mesures prises aux 166, 168-172, *10.20*, *10.22*, 193, *10.41*, *10.42*
Desolation, baie (*voir* détroit de Desolation)
Desolation, détroit de 23, 67, *3.19*, 160
Devil's Hole *3.28*
Diatomées 76
Dichothermique, couche 238
Digues 45
Dimiski, Al 51
Dinoflagellés 76-77
Discovery, HMS 11, 215, 256
Discovery, passage
courants 166, 223-228, *12.10*, *t. 12.3*
histoire 215
marées 221-222, *12.8*, *t. 12.2*
physiographie 216
salinité 217, *12.4*
taux d'oxygène 217, *12.5*
températures 216-217, *12.3*
vagues 220-221
vents 219-220
Diurne, inégalité 55-56, *3.4 C*, *3.10*
Dixon, entrée
bathymétrie 257-258, *14.3*
brouillard 260, *t. 14.2*
circulation 263-264, *14.8*, *14.10*
exploration de l' 256
glaciation 258-259
marées 262, *14.5*
physiographie 235, 256, *14.2*
salinité 259-260
températures 259-260, *t. 14.1*
températures atmosphériques *t. 14.1*
vagues 260-261
vents 260, *t. 14.1*
Dixon, George 256
Dodd, Charles 216
Dodd, goulet 71, *4.9*, *10.1*, 160
Domaines (océaniques) 235, *13.3*, 249
Dorsale
médio-atlantique 5
océanique 2-5, *1.4*, *1.6*, *1.8*, *1.10*, *1.12*
Douglas, chenal (marée) *t. 3.2*
Duncan Bay 222
Duncan, rocher 40
Dungeness, flèche *2.26 C*, 134, *11.1*, 209

Eaux glissantes 81, *4.2*, *4.3*, 168-169
Eaux peu profondes, vagues en 95, *6.3*, *6.4*, 129-137
Eaux rouges 76-77, *p. 9*
Ediz, cap-pointe 36-39, *2.26*, *2.28*, 134, 203
Effet d'eau morte 109, *6.24*
Ekman, dérive d' 82
Ekman, spirale d' 81-82, *4.4*
Ekman, V. Walfrid 81
El Niño 92
Elwha, rivière 37, *2.28*
Endeavour, R/V *6.24*
Énergie, spectre d' (*voir* propriétés des vagues)
English, baie 23, 180, *10.33*, 188, *p. 12*
Entraînement, formation de vagues par 111
Épi 44-45, 47, *2.38*, 137
Esquimalt Harbour 11, 67
Estevan, pointe *t. 13.1*, *13.20*
Estuaire 19-20
Estuarienne, circulation
dans la baie Howe 193-194
dans la région de la plate-forme Nord 265
dans le bras Indian 190
dans le détroit de Géorgie 173-174, *10.24*
dans le détroit de Johnstone 224-225, *12.10*, *12.11*
dans le détroit Juan de Fuca 73, 209-210
dans le détroit de la Reine-Charlotte 228, *12.13*
dans l'inlet Burrard 183-185
dans le fleuve Fraser 178, *10.31*, *10.32*
dans le passage Discovery 224-225, *12.10*
définie 20-21, *2.7*, *2.9*, 79
Eurasie 5
Eustatique, effet 10, *1.14*, 258-259
Expansion du fond océanique 2-9, *1.4*, *1.5*, *1.6*, *1.8*, *1.9*, *1.10*, *1.12*, *1.13*
anomalie magnétique 5-6, *1.9*, *1.10*
au large de la côte de la Colombie-Britannique 7-9, *1.10*, *1.12*, *1.13*, *2.17*
et terrasses de plage 17
évidence 4-6
Explorateurs espagnols 10-11, 215, 256
Explorer, dorsale *1.12*, 233, 235
Explorer, plaque 7, *1.12*, 233, 235

Falaise littorale 29, *2.17*, 39-44, 131
False, goulet 71, 160
Fisgard, île 11, 40
Flattery, cap 11, 40, *11.1*, 201, 204
Flèche (*voir aussi* cap-pointe Ediz et tombolo) 36-39
Floculation 25
Flottabilité (poussée) *6.16*, 105, 178-179
Fossé océanique 2-3, *1.4*, 8-9
Fram 82
Frank, île *2.32*
Fraser, fleuve (estuaire)
brouillard 176
charge sédimentaire 42
coin salé 178, *10.31*, *10.32*
courants de marée 85, *10.29*, 177-178
débit 15-16, 23, 25-26, 168, *10.19*, *10.21*, 176
delta 9, 19, *2.34*, *2.35*
floculation 25
flottabilité 178-179
glaciation 9, 175
marées 176-178, *10.27*, *10.28*
navigation 11, 175
physiographie *2.34*, 175, *10.26*
rides *2.35*, 44
vagues 154-156, *10.8*
vagues de fond 42
vents 175
French, plage 32, *2.29*
Front
atmosphérique 28, *2.15*, 152-153, 181-183, 191-192
océanique 88, 90, *5.4*, 248-249, *13.18*
Froude, nombre de 112

Fuji, mont 3
Fulford, port *9.7*, 205
Fundy, baie de 55, 64

g, accélération de la pesanteur terreste 129, 285
Gabriola
  île 39, *10.13*, *10.17*
  passe *10.1*, 159
Galeries creusées par les vagues 39
Galiano, Dionisio 11, 215
Garibaldi, ceinture volcanique 8
Garibaldi, mont 3
Géorgie, dépression de 7, *1.11*, 149, 215
Géorgie, détroit de
  brassage maréal 73, 173-174, *10.24*
  couche saumâtre 25, 105
  courants de marée *3.25*, 73, 158-166, *10.13*, *10.14*, *10.15*
  courants observés 166-173, *10.20*, *10.21*, *10.22*, *10.23*
  découverte 10-11
  écoulement fluvial 168-169, *10.17*, *10.19*
  élévation 165-166, *10.16*
  laisses de marées 75, *3.33*
  marées 60-61, 66-67, 157-158, *10.11*, *10.12*, *10.16*
  ondes internes 76, 104-106, *6.18*, 108-109, 111, *p. 7*, *p. 8*
  oxygène dissous 173-174
  physiographie 39-40, *10.1*, *10.2*, 149, *10.18*
  renouvellement de l'eau 173-174, *10.24*
  salinité 149-152, *10.4*
  température 87, 90-91, 149-152, *10.3*
  vagues 154-157, *10.8*, *10.9*, *10.10*
  vents 152-154, *10.5*, *10.6*, *10.7*
Gibraltar, détroit de 21, *2.9*, 83
Gibson, flèche *2.26*
Gillard, passage 71, *3.28*
Giratoire, courant (*voir* tourbillon océanique)
Glaciation 9-10, *1.14*, 175, 199, 258-259
Goletas, chenal *12.2*, 219, 221, 228
Gondwana 4-5, *1.8*
Gonyaulax catenella p. 9
Goose, flèche 36, *p. 5*
Goulet, Premier
  courants 187-188, *10.37*
  profondeur 180
  vents 181, *t. 10.1*
Great Meteor, mont sous-marin 17
Grey, pointe, falaises 47
Grotte littorale 39
Guideaux 44
Guillaume 1er, Empereur 11
Gulf, formation des îles 149
Guyot 17, *2.3*, 108

Halocline 24, *2.12*, 238
Haro, détroit d'
  courants 86, *10.14*, *10.15*, *10.23*, 209, *11.13*
  laisses de marées 75, 103
  marées 66, 208, *11.7*, *11.8*, *11.9*
  physiographie *10.2*, 149
  salinité 25, *11.13*, 200
  température 23, *11.12*, 200
  traité de l'Oregon 11
  vents *11.4*
Hausse de niveau 135-136
Haute plage, zone de 31, *2.16*
Hawaii, îles 31, 241
  formation 2-3, 17
  marées 244-245, *13.15*
Hécate, basses-terres d' 256, *14.1*
Hécate, dépression d' 7, *1.11*, 215, 256, 258
Hécate, détroit d'
  brouillard 260, *t. 14.2*
  courants 73, 80, 262-267, *14.6*, *14.7*, *14.8*, *14.10*
  exploration 255-256
  glaciation 258-259
  marées 65-66, 69-70, 262, *14.5*
  physiographie *1.11*, 40, 42, 256-257, *14.1*, *14.3*
  salinité 259-260
  température 259-260, *t. 14.1*
  température atmosphérique *t. 14.1*
  vagues 260-261
  vents 260, *t. 14.1*
Hecate, H.M., navire océanographique 256
Helmcken, John 215-216
Helmholtz, von, Hermann 115
Hilo *t. 9.1*, 143
Himalaya, chaîne de l' 5
Hoeya, cap 106, *6.19*, *6.21*, 108-109, *6.23*
Holberg, inlet 83, *4.5*, *4.7*
Homathko, rivière 217
Hood, canal 22
Hot Springs Cove 139, *9.7*
Houle 35, 37, 95-96, *6.7*, 100-101, *6.12*, 115, 125-126, *7.12*, 130, *8.3*, 204
Howe, baie
  bathymétrie *10.38*, 191
  circulation 193-196, *10.39*, *10.40*, *10.41*, *10.42*, *p. 2*
  écoulement fluvial 192-193, *p. 2*
  glaciation 191
  marées 192
  physiographie 190-192, *10.38*
  renouvellement de l'eau 192
  salinité 192-193
  seuils *10.38*, 191
  température 192
  vagues 196-197
  vents 191-192
Huîtres 23, 214
Hydrographique, cartographie 11-12, *1.15*
Hypothermie 287

Île, océanique 17, 132
Île, volcanique 2-3
Indian, bras *10.1*
  circulation 190
  écoulement fluvial 183-184
  marées 183
  physiographie 179-180, *10.33*
  salinité 186-187
  température 185
  vents 182

Indian, rivière 181, 184
Indien, océan 5, 15, 141
Indiens de la côte ouest 10, 256
Inertie, période d' 80, 251, 265
Ion 23
Instabilité, Kelvin-Helmholtz 100, 115
Inverse, effet barométrique 62
Isostatique, effet 10, *1.14*, 17, 258-259
Isotherme 22, *2.10*
  distorsion par les ondes internes 106, *6.18*

James, flèche 86, *p. 11*
James, île 86, *p. 11*
Jeffreys, Harold 115
Jervis, inlet 19, 21, *10.1*, 149
Jetée 30, 44, *2.36*
  bras nord/Steveston 44, *2.34*, *2.35 A*, *p. 12*
  diffraction par la 130-131, *8.5*
  Iona 44, *2.34*, *2.35 A*, 130, *p. 12*
Johnstone, détroit de
  courants 73-74, 85, 223-229, *12.9*, *12.10*, *12.11*, *12.12*, *t. 12.3*
  histoire 11, 215-216
  laisses de marées 75, 223, 227
  marées 221-222, *12.8*, *t. 12.2*
  marées internes 108-109, 227-228
  oxygène dissous 217-218, *12.5*
  physiographie 215-216, *12.2*
  salinité 217, *12.4*
  température 216-217, *12.3*
  vagues 220-221
  vents 219-220, *t. 12.1*
Jours
  changement de longueur des 68
  lunaire 53, 55
  solaire 53
Juan de Fuca, dépression de 7
Juan de Fuca, détroit
  courants 80, *10.14*, *10.15*, 206-212, *11.10*, *11.11*, *11.12*, *11.14*, *11.16 A*
  flèches *2.26*
  glaciation 199
  histoire 11
  marées 56, 60, 66-67, 73, 75, 204-206, *11.7*, *11.8*, *11.9*
  physiographie 39-40, 199, *11.1*
  remous 208-209, *11.14*
  renouvellement de l'eau 173-174, *10.24*
  salinité 200, *11.3*
  température 87, 90, 199-200, *11.2*, *11.16 B*
  vagues 201, 204
  vents 201-204, *11.4*, *11.5*, *11.6*, *t. 11.1*
Juan de Fuca, dorsale *1.12*, 235
Juan de Fuca, l'explorateur 11
Juan de Fuca, plaque 7, 9, *1.12*, *1.13*, 233, 235
Jules César 51

Kalaloch, plage 134, *13.9*
Kamaishi, baie 143
Kamloops 91, 241, *t. 13.3*
Kelsey Bay 75, 108-109, 222, *12.2*, *12.8*, *12.9*, 227-228, *t. 12.2*
Kelvin, configuration des vagues produites par les navires selon 111-112, *6.28*
Kelvin, Lord (*voir* Thomson, William)
Kitimat 141, 259, *14.1*
Knight, inlet
  courants *3.26*, 108
  ondes internes de gravité 106, *6.20*, *6.21*, 108, *6.23*
  physiographie 18-19, *6.19*
Kodiak 143
Krakatoa 141
Kuroshio (*voir* courants)

Laisse (*ou* ligne de laisse) 34, *2.18*, *2.19*
Lamb, Horace 115
Langmuir, cellules de 79-80, *4.1*
Laplace, Pierre-Simon 60
Large, zone du (*voir* avant-côte, zone d')
Laurasie 5, *1.8*
Learmonth, banc 257, *14.3*, 261
Levée de plage 31, *2.16*, 32
Ligne de laisse (*voir* laisse)
Ligne de rivage 31, *2.17*
Lignes d'égale amplitude de la marée *10.11*, *10.12*, *11.8*, *11.9*, *13.15*, *13.16*
Ligne « P », profil des profondeurs 15, *2.2*
Lithosphère 2-3, *1.4*
Littoral, courant 30, 32, 36-37, *2.28*, *2.32*, 44-45, *2.36*, *2.38*, 134-137, *8.10*, *8.11*, *8.12*
Littorale, zone 32, *2.16*
Lituya, baie 141
Long, plage 30, 42, 134-135, *8.12*, 243, *13.14*, *p. 3*
Loutres de mer 256
Lune
  excentricité de l'orbitre 60-62, *3.13*
  inclinaison du plan orbital 62-63, *3.15*

Mackenzie, fleuve 42
Magnétique, champ
  anomalie 5-7, *1.9*, *1.10*
  effet sur le climat 6-7
  intensité 5-7
  inversions 5-6, *1.9*
Magnétomètre 6
Malaspina, détroit de *10.1*, 165, 167
Manteau (*voir* Terre)
Marais maritimes 44, *2.34*
Marée (*voir aussi* clapotis, force génératrice de la marée, laisse de marée)
  à longue période 62-63
  anomalistique 61-62, *3.13*
  atmosphérique 26, 67
  composantes 63-64, *3.16*, *t. 3.1*, 74, 157-158, *10.11*, 204, *11.8*
  de rayonnement 67
  de rivière 51, 176-178, *10.27*, *10.28*
  de type déclinaison 60-61, *3.10*
  de vive eau 60, *3.11*, 61-62, 158
  diurne 53, 55-56, *3.4 A*, *3.16*, 221-222
  emprisonnement 132
  équatoriale 56, 60
  équilibre 59

histoire 51
interne 107-108, *6.22*, 227-228, 248
marégraphes 52-53, *3.2*, *3.3*, 245-246
mesurage 11, 13, 52-53, *3.2*, *3.3*
mixte 53, 55-56, *3.4 C*, *3.5*, *3.16*
modélisation informatique 160, 165-166, *10.16*
morte eau 60, *3.11*, 61-62
nature de la marée 53, 55-56, 95, *t. 6.2*
pôle 62, 65
propagation 59, 65-66, *3.18*, *3.19*, *t. 3.2*, 222, *t. 12.2*, 245-246, *13.16*
semi-diurne 53, 55-56, *3.4 B*, 60, *3.16*
sur la côte de la Colombie-Britannique 65-66, *3.18*, *3.19*
synodique 60, *3.11*, 61-62
théorie d'équilibre 51, 56-60
théorie dynamique 60
tropique 56, 59-60
type 60-62, *t. 3.1*
Marée, courant de (*voir aussi* force de Coriolis) 68-75
composantes 74, 160
dans une rivière 177-179, *10.29*, *10.30*, *10.31*, *10.32*
effet de la bathymétrie 71, *3.27*, *3.28*
effet d'inertie 73, *3.29*
effet de la quantité de mouvement 73, *3.29*
effet du frottement, 71, *3.29*
ellipse 73-75, *3.30*, *3.31*
modélisation informatique 160-166, *10.14*, *10.15*, 208-209
relation avec la marée 68-71, *3.23*, *3.24*, *3.25*, *3.26*, *10.13*
Marée, dissipation de la 68, 108
Marée, laisse de 75, *3.32*, 76, *3.33*, 111, 223, 227-228, 247
Marégénératrice, force
lunaire 56-58, *3.8*, *3.9*, 59-60, 288
solaire 56, 288
Masse, centre de la 57-58, *3.6*
Masset, inlet 66
Mathew, pointe 86
McIntyre, baie *2.38*, *14.2*
Meares, John 11
Méditerranée, mer 21, *2.9*, 51, 55, 83, 109, 141
Médio-océanique, dorsale (*voir* dorsale océanique)
Mélange (brassage) 109, *2.7*
de la marée 19, 23, 25-26, 90, 173-174, *10.24*, 184-185, 200, 217
du vent 237-238, *13.5*
Mélange convectif (*voir aussi* renversement des eaux) 238
Mélangée, couche 237-238, *13.5*
Menzies, baie 19, *3.22*, *3.27*
Mer
en croissance 117-118, 122-124, *7.11*
entièrement levée 99, *6.12*, *t. 62*, 115, 118, 120, 123, *7.11*, *t. 7.2*
océan Pacifique 243-244
spectre 122-124, *7.10*, *7.11*
Mer, brise de 28, 67, 91, 153, *10.7*, 181-182, 192, 203, 220
Mer, trou dans la 103, *6.14*
Mexique, golfe du 76
Middle, chenal *10.2*, 159, *11.1*
Miracle, plage 23
Mirage 129
Mississippi, fleuve 42
Modélisation informatique
des marées *10.16*, *13.15*
des courants de marée 160-166, *10.14*, *10.15*
Moires (ruban de) 76, *6.17*, 105-106, *6.21*, *6.24*, *6.25*, 111, *6.26*, 189, *p. 7*, *p. 8*
Mois 61, *3.12*
Mollusques, intoxication paralysante par les 76-77
Montagu, chenal *10.38*, 196
Moutons, 79, 104, *6.15*
Mudge, cap 86, 103, 154, 156-157, *10.10*, 215

Nahwitti, barre *12.2*, 219, 221
Nahwitti, basses-terres *14.1*, 256
Nakwakto, rapides 21, 69
Nansen, Fridtjof 82
Nass, rivière *14.1*, 259, *14.9*, 265
Native Dancer 102
Navires
pertes 69, 102-103
vagues engendrées 111-114, *6.27*, *6.28*, *6.29*
Neah Bay *t. 9.1*, *9.7*, *11.1*, 259
New Dungeness 11
Newton, Isaac 51
New Westminster 175, *10.26*, *10.27*, 176-178
Nitinat, cône abyssal (*voir* Nitinat, cône alluvial)
Nitinat, cône alluvial 15, 235
Nitinat, lac 21, 69, *3.23*
Niveau de la mer, fluctuations dues au
densité de l'eau 53, 62
glaciation 10, *1.14*
pression atmosphérique 62, 84, *4.8*
processus tectoniques 62-63, 258-259
vents 80-81, 252, *13.20*
Nodales, chenal 227
Nœud 285
Nooksack, rivière *10.17*
North Bend *t. 13.1*
North Head *t. 13.1*

Oak Bay 205
Océanique, dorsale 2-3, *1.3*, *1.4*, *1.6*, *1.10*
Océaniques, sciences
histoire 13-14
instituts de recherche 285-287
Océans
origine 1-2
salinité 2, 23-26
superficie et profondeur 285
Olympic, chaînon (*voir* Olympic, monts)
Olympic, monts 7, *1.11*, 199, *11.1*, 202, 235
Onde de gravité interne (*voir aussi* marée interne)
atmosphérique 104-105
au large de l'île Vancouver 107, *6.22*, 247
courants 107-109
déferlante 108-109, 172, 189
dissipation 109, 228

effet sur les isothermes 105–107, *6.18*
génération 107–109, *6.22*, *6.23*, *6.24*, 228
mécanismes rétablisseurs 104–105, *6.16*
moires 111, *6.25*, *6.26*, *p. 7*, *p. 8*
propagation 104–111, *6.17*, *6.22*, *6.23*
propriétés 105–107, *6.18*
trains (groupes) 106, *6.18*, *6.20*, *6.21*, 108–109, *6.24*, *p. 7*, *p. 8*
Ondes internes sous le vent 104–105, 108–109, *6.23*
Oregon, Traité de l' 11
Orford, baie *6.24*
Orice, baie 42
Otarie *p. 13*
Otter, pointe 209, *11.14*

Pachena, pointe 130
Pacifique Nord, anticyclone du 27–28, *2.14*, 82, 152, 201, 203, 238
Pacifique, océan
brouillard 90, 242, *13.9*
climatologie 238, 240–242, 253
courants 246–253, *13.17*, *13.19*, *t. 13.4*, *13.20*
courants de marée 247–248
couverture nuageuse (*voir aussi* nébulosité) *13.8*
marées 244–246, *13.15*, *13.16*, 247
nébulosité 241, *13.8*
physiographie 15–16, *2.2*, 235, *13.2*, *13.3*
plaques tectoniques 7–9, *1.12*, *1.13*, 233, 235
réchauffement 237-238, *13.5*
renouvellement de l'eau 251–252
salinité 25, *2.11*, *2.12*, 235, 237, *13.3*
structure de la colonne d'eau 24, *2.12*, 237–238, *13.5*
température 22–23, *2.10*, *2.11*, 87, *5.1*, *5.5*, *5.7*, 235–238, *13.4*, *13.5*
température atmosphérique 240–241, *t. 13.3*
trajectoires des tempêtes 240, *13.7*
tsunamis 141–142, *t. 9.1*, 142–145
vagues 100–103, *7.6*, *7.10*, 242–244, *13.10*, *13.11*, *13.12*, *13.13*
vents 238, 240–241, *13.6*, *t. 13.1*, *t. 13.2*, *13.7*
Padilla, baie 209
Pangée 4–5, *1.8*, 63
Parizeau, CSS *1.16*, 156, 221
Patte de chat 76, 99, 116
Pedder, baie 67, 205, *11.1*
Pendrell, baie 23
Pérou 88, 91–92
Phosphorescence (*voir* bioluminescence)
Phytoplancton 76–77, 91, *p. 9*
Pilier 40, *2.31*
Pillar, pointe *11.1*, 209, *11.14*, 212
Piper's, plage 91
Pisces IV, submersible *1.16*, 18, *2.24*, 35
Pitt, lac 177, *10.1*, *10.30*
Pitt, rivière 177–178, *10.26*, *10.30*
Plages (*voir aussi* courant sagittal, vagues)
brisants 133, *8.9*, 136, *8.14*
caractéristiques mineures 34–36, *2.18*, *2.19*, *2.20*, *2.21*, *2.22*, *2.25*
concaves 30, 32, 40, *2.33*, *p. 4*
croissants 38, *2.29*, *2.32*, 136–137
définies 29–33, *2.16*, *2.17*
front 31–32
levées de plage (*voir* terrasses de plage)
matériaux 30, 32
processus de modification 32–36
profil 30–33, *2.16*
terrasses de plage 17–18, *p. 1*
Plaine côtière 258
Plaques, lithosphériques
Africaine *1.5*
Américaine *1.5*, *1.12*, 233
Eurasienne *1.5*
Explorer 7, *1.12*, 233
Indienne *1.5*
Juan de Fuca 7, 9, *1.12*, *1.13*, 233
limites 2–3, *1.5*, *1.7*, 7–9, *1.12*
Pacifique 7, 9, *1.12*, *1.13*, 233
plissement 3, *1.4*
refusion 2–3, *1.4*
Plaques tectoniques, théorie des 4
Plate-forme
d'abrasion littorale 30, 39, *2.30*
intermaréale (*voir* intertidale)
intertidale 40, 42, *2.33*, 199
Pluie, effet sur les vagues 79
Point de déferlement 32
Pointe Cascade, *2.8*, *6.19*
Polaire, invasions d'air 152–153, *10.6*, 175, 203, 219–220, 241
Pont naturel (taillé par la mer) 40, *2.31*, *p. 6*
Porlier, passe 73, 85, 103, *10.1*, 157, 159, *10.17*
Port Alberni 139, *9.2*, *9.3*, *9.4*, 144, *9.7*
Port Angeles 37, *2.28*, *11.1*, 200–203, *11.4*, *11.5*, *11.6*
Port Hardy 222, *t. 12.2*
Port McNeil 221
Port Renfrew *t. 3.1*
Port San Juan 67, 199, *11.1*, 204
Port Townsend *t. 3.1*
Poussée (*voir* flottabilité)
Powell, lac 22
Précôtière, zone *2.16*
President, chenal 209
Pression
atmosphérique 26–28, *2.13*, *2.14*, 62, *4.8*
dynamique 53
manomètre 52–53, *3.3*
Prince Rupert
brouillard *t. 14.2*
marées 55, *3.5*, *t. 3.1*, 66, 259, 262
port 13, *3.19*, 262
Puget, détroit de
glaciation 10
marées 56, 60, 73–74, 205
renouvellement de l'eau 22, 173
salinité 24
température 23
tremblements de terre 8
vents 202–203, *11.4*
Pythéas 51

Quadra, NGCC *7.10*
Quatsino, détroit de 83, *4.5*

Quatsino, goulet 65, *3.19*, 83, *4.5*, *4.7*, *p. 10*
Quatsino, inlet *4.5*, 83
Queen Charlotte City 65, 67, *t. 3.1*
Queen Charlotte, HMS 256

Race, passage
  détroit de Johnstone 25, 216–217, 225, 227
  détroit Juan de Fuca *10.15*, 208, 211
Race, rochers 11, 86, 205, *11.11*
  courants 206–207, *11.1*, 208, 211–212, *11.16*
  vents 203, *t. 11.1*
Rainier, mont 3
Ramapo, USS 102
Ramilles, chenal *10.38*, 194, 196
Raz de courant 86
Raz de marée (*voir* tsunami)
Rebecca, flèche 36
Récession lunaire 68
Réchauffement de la surface de l'océan 237–238, *13.15*
Réfraction de la lumière (*voir aussi* vagues en eaux peu profondes) 129, *8.1*
Reine-Charlotte, basses-terres 256, *14.1*
Reine-Charlotte, bassin
  bathymétrie 257–258, *14.3*
  brouillard 260, *t. 14.2*
  courants 80, 263–267, *14.6*, *14.7*
  exploration 256
  glaciation 258–259
  marées 65, *3.19*, 70, *14.5*, 262–263
  physiographie *1.11*, 42, *14.1*, 256–257, *14.2*
  salinité 259
  température 259, *t. 14.1*
  température atmosphérique *t. 14.1*
  vagues 260–261, *14.4*
  vents 260, *t. 14.1*
Reine-Charlotte, chenal de la 187, 191, *10.38*, 194–195
Reine-Charlotte, cuvette 235
Reine-Charlotte, détroit de la
  courants 228–230, *t. 12.3*, *12.13*, *12.14*, *12.15*
  marées 222, *t. 12.2*
  oxygène dissous 219
  physiographie 215, 218–219, *12.1*, *12.2*
  salinité 219, *12.7*
  température 219, *12.7*
  vagues 101, 206
  vents 219–220
Reine-Charlotte, faille 9, *1.12*, 233, 258
Reine-Charlotte, îles (largeur de la plate-forme des) 15
Rejets de mine 83, *4.7*
Remontée
  au large de la Colombie-Britannique 235, *13.3*, *13.4*, *237*, *241*, *264*
  courants associés 87, *5.3*, *5.4*, 91–92
  effet sur le climat 91
  provoquée par le courant 87, *5.2*
  provoquée par le vent 88, *5.4*, *5.6*, 90, *5.8*
  région de pêche 91–92
  températures 87, *5.1*, 88, *5.5*, *5.7*, 90, *5.8*
  zones *5.3*
Remous 76, *3.27*, *3.28*, 85–86, 156, 160, 165, 193–194, 208–209
Renouvellement de l'eau 80–81, 173–174, *10.24*, 192, 217–218, 252
Renversement des eaux (*voir aussi* mélange convectif) 174
Resolution, HMS 11, 256
Ressaut (*voir* barre d'eau)
Richter, échelle de 139
Rides
  de courant 35, *2.23*, *2.24*, 44, *2.35*, *p. 1*
  de ressac 34, *2.21*
  de vent 35, *2.25*
  mégarides 44, *2.35*, *p. 5*, *p. 12*
  oscillation 35, *2.23*, *2.24*
Rides de plage
  de ressac 34, *2.21*
  rhomboïdales 34, *2.20*
Rigoles de plage 34–35, *2.22*
Ripple, rocher 69, *3.22*, *3.27*
Roberts, banc *2.34*, 134, 175
  vagues 154–156, *10.8*
Roberts, pointe 9, *2.34*
Robson, baie 215
Rosario, détroit 11, 25, 66, 75, *10.1*, *10.2*, 149, 159, 173, 200, *11.4*, 204, 208–209
Rose, flèche 36, *2.38*, *14.1*, 257, 264
Rupert, inlet 83, *4.5*, *4.6*, *4.7*, *p. 10*

Saanich, inlet 17, 22–23, 173, *10.25*
Sabine, chenal 166
Sable
  dôme 35
  dune 30, 33, 44, *8.11*, *p. 3*
Sagittal, courant 32, 35, 134–137, *8.10*, *8.11*, *8.12*, *8.14*
St. Helens, mont 3, 8, 235
St. James, cap 235, 237, *t. 13.1*, *14.1*, 256, *t. 14.2*, 261
Salé, coin 19, 178, *10.31*, *10.32*, 200
Salinité 23–26, *2.11*, *2.12*
Samish, baie 209
Sand, flèche *14.1*, 257, *t. 14.2*
Sand Heads 9, 177, *10.26*
San Juan, rivière 199, 204
Satellite, chenal 174, *10.25*
Saturna, île 165, *10.15*
Saumon 13, 149, 215, 217, 249
Scott, cap 65–66, *3.19*, *t. 12.2*
Scott, îles *3.19*, 247, *p. 13*
Sea, île 9, *2.34*, 175
Seattle 10, 55, *t. 3.1*, 203
Sechelt, inlet 69
Second, plage 30, 180
Seiche 67, *3.21*, 81, 144
Séisme sous-marin (*voir aussi* tsunami) 140
Sel, origine dans l'océan (*voir aussi* salinité) 2
Sequim, baie 36, 199, *11.1*
Seuil 19, 21–22, *2.7*, 83, *6.19*, 108–109, *6.23*, 173–174, *10.25*, 180–181, 191, 199, *11.1*, 228
Seuss, Eduard 40
Seymour, goulet 11, 14, 66, 69, *3.22*, 71, *3.27*, 86, *10.1*, *10.2*, 217, *t. 12.2*, 222, 225
Seymour, inlet 21, 69

Seymour, rivière *10.33*, 183-184
Shatt al Arab 51
Shell Canada 15, *6.7*, 261, *14.4*
Shields, baie 145
Sidney *t. 3.1*, *p. 11*
Sidney, flèche *2.26*, *p. 11*
Sillage (*voir aussi* vagues produites par les navires)
interne 109, *6.24*
sous-marin 109, *6.27*
superficiel 103, 111-114, *6.27*, *6.28*
Sillon de la levée de plage 30, *2.16*
Sismique, onde (*voir* tsunami)
Sismique, profil *13.2*
Siwash, rocher 40
Skagit, baie (rivière) *10.17*, *11.1*
Skeena, rivière 42, *14.1*, 256, 259-260, 265, *14.9*
Skidegate, chenal 65, 262
Skookumchuck, rapides 69
Smith, île 36, *2.26*, *2.27*, 39
S-M-B, Méthode de prévision des vagues 120, *7.8*
Solaire, système
âge 1
contenu en eau 2
origine 1, *1.1*
Solaire, vent 2
Soleil, origine du 1, *1.1*
Sooke, bassin 22, 199, 212-213, *11.17*, *11.18*, *11.19*
Sooke, inlet 199, 212-213, *11.17*
Sooke, port 55-56, 212-213, *11.17*, *11.18*
Sovanco, zone de fracture *1.12*
Sous-marins, monts (*voir aussi* Bowie, Cobb et Union)
définition 15-17
érosion par les vagues 17-18, *2.4*
Pacifique Nord-Est 15-18, *2.4*
Spanish, banc 11, 23, 25, 158, 180, *10.33*, 187-188
Spencer, flèche *2.26*
Squamish (ville de) *10.38*, 192, 194, *p. 2*
Squamish, rivière 20, 44, 75, 190, 192-193, 195, *10.38*, *p. 2*
Squamishes 152, *10.6*, 191-192, 194, 196-197, 260
Station météorologique océanique P 15, *2.1*, *2.2*, *13.1*
couverture nuageuse 28, *13.8*
nébulosité (*voir* couverture nuageuse)
salinité 25, *2.11*, *2.12*
température *2.10*, *2.12*, 237-238, *13.5*
température atmosphérique *t. 13.3*
vagues 102-103, 243-244, *13.11*, *13.12*, *13.13*
vents 238, 240-241
Stewart, William J. 13
Stokes, dérive de 79-80, 97
Sturgeon, banc 9, *2.34*, 75, 134, 154-156, *10.8*, *10.9*, *10.21*, 172, 175
Subarctique, Limite 248, *13.17*, *13.18*
Sunderland, chenal *12.2*, 227
Sunset, plage 180, *10.33*
Surfeurs 101, 129
Swiftsure, banc de 130, *11.15*, 212
Swiftsure Yatch Classic 102

Tatoosh, île *11.1*
température atmosphérique 241, *t. 13.3*
vents 201, *11.5*, 203
Température océanique (*voir* Pacifique, océan)
Tempête, onde de 67, *3.20*, 80
Tempêtes
Antarctique 123, 126
génération des vagues 125-127
Pacifique Nord-Est 238, 240, *t. 13.2*
signes précurseurs 125
trajectoires 240, *13.7*
Tension superficielle 32, 115, 117
Terre
champ magnétique 4-7, *1.9*, *1.10*
composition 1-2, *1.2*
croûte terrestre 2, *1.2*
dimensions *1.2*
inclinaison de l'axe de la Terre 62-63, *3.14*, *3.15*
manteau 2-3, *1.4*
noyau terrestre *1.2*
origine 1, *1.1*
Terre, brise de (*voir* brise)
Tête du courant *8.10*, *8.14*
Thermocline *2.12*, 237, *13.5*
Third, Plage 30
Thomson, William 115
Thornbrough, chenal *10.38*, 194
Tibet, plateau du 5
Toba, inlet 23
Tofino 55, *3.5*, *t. 3.1*, 91, *9.2*, 142-143, *t. 9.1*, *9.7*, 145, 241, *t. 13.3*, 259
Tombolo 40, *2.31*, *2.32*, 45
Torres, détroit de 67
Tourbillon océanique (courant giratoire)
Alaska 237, *13.17*, 250
Nord Pacifique 82
Pacifique central 248
Subarctique 82
Tourbillons 71, *3.27*, *3.28*
Towers, plage 47
Tremblement de terre
Alaska 97, 139, *9.1*, 141
épicentres, *1.7*
et tsunamis 139-141, *9.6*, *t. 9.1*
origines 3
Triangle, île 247
Trincomali, chenal 159, 166
Triple jonction 233, 235
Tronqué, cône (*voir* guyot)
Tsunami
Alaska 97, 139, *9.1*, *9.2*, *t. 9.1*
destruction provoquée 139, *9.3*, *9.4*, 141, 143
emprisonnement 131, *8.7*, 143
génération 140-142, *9.5*, *9.6*
hauteur en mer 142
hauteur près du rivage *9.6*, *t. 9.1*, 142-144
océan Pacifique 141, *t. 9.1*
origine du nom 140
propagation 97, 139-140, 142
réflexion 143
résonance 144
sur la côte de la Colombie-Britannique 139, 141, 143, *9.7*, 145
système d'alerte 145
Tumbo, île 156, 165
Turbidité, courant de 15

Turbulence en air limpide 105, 115
Tuzo Wilson, monticule *1.12*

Unakwik, inlet 139, *9.1*
Union, mont sous-marin 17-18, *2.3*, *2.6*, *t. 3.1*
Ursell, Frank 116
Utah Mines 83

Va-et-vient 32, 34
Va-et-vient, zone de 32, *2.16*, 133, *8.10*
Vague-vague, interaction 117, 125
Vagues, classification (*voir aussi* barre d'eau, clapotis, onde de gravité interne, va-et-vient, vagues en eaux peu profondes)
à gonflement 133, *8.9*
capillaires 99, 102, 115, 117, *7.4*
clapot 98, *6.8*, *t. 6.1*
courtes en eau profonde 95, *6.3 A*, *6.4 A*, 129, 132
de deuxième classe 99, *6.10*
de première classe 99, *6.10*
déferlantes (brisant) 31, 133, *8.9*
d'inertie (gyroscopiques) 80, 265-267, *14.11*
eau intermédiaire, en 95-96, 129
houle *t. 6.1*, 98, *6.7*, 100-101, *6.12*, 125-127, *7.12*
infragravitationnelles *t. 6.1*
insolites (géantes) 102-103, *6.14*, 261, *14.4*
mer 99-100, *t. 6.2*, *6.12*, 126-127
onde de bord 39, 136, *8.13*, *8.14*
onde entretenue (oscillation forcée) 95, *6.1*
onde libre (*voir* oscillation libre)
onde trochoïdale 98, *6.8*
oscillation forcée (*voir* onde entretenue)
oscillation libre 95, 112
plate-forme continentale 247-248
produites par les navires 111-114, *6.27*, *6.28*, *6.29*
progressives 59, 69-70, *3.25*, 98, *6.6*, 156
provoquées par le déplacement des navires 112-113, *6.29*
sinusoïdales 98, *6.7*, *6.8*
solitaires 129
sous le vent 105, 108, *6.23*
stationnaires 70, *3.25*, 98, *6.6*, 156
superficielles de gravité 95-97, *6.5*, *t. 6.1*, 104-105
Vagues déferlantes
courants côtiers engendrés 133-134, *8.10*
mécanismes de dissipation 79, 104, 125-126, 130
moutons 79, 104, *6.15*
pente maximale 99, *6.11*
origine 133
types de brisants 133, *8.9*
Vagues, en eaux peu profondes (*voir aussi* marée, tsunami)
accroissement de la pente des vagues 132-133, *8.8*
courants engendrés 134-137, *8.10*, *8.11*, *8.12*
déferlantes 133, *8.8*, *t. 8.1*
diffraction 130, *8.5*
emprisonnement 131-132, *8.7*, 143
réflexion 131-132, *8.6*
réfraction 129-130, *8.2*, *8.3*, *8.4*
vitesse de phase 129
Vagues, érosion
côtières 29-30, 32-33, 39, *2.30*
ouvrages à la mer *2.36*, 44-45, 47
structures reliques 17-18
Vagues génération des
course 126-127
croissance des vagues de vent 99-100, *6.12*, 117-118, *7.4*, *7.5*
mécanismes 95, *6.1*, *t. 6.1*, 111, 115-117, *7.1*, *7.2*, *7.3*
mesurages 115
Vagues, hauteur
accroissement de la pente des vagues 132, *8.8*, *t. 8.1*
en fonction du vent 99, *t. 6.2*, 119-127, *7.7*, *7.8*, *7.11*, *t. 7.2 t. 7.3*, *t. 7.4*
extrême 102, 120-122, *7.9*, 261-262, *14.4*
fréquence 120-122, *t. 7.1*, *7.9*
index $\sqrt{E}$ 118-120, *t. 7.1*, *7.7*, *7.9*
maximale 99-100, *6.11*
moyenne 120, *7.7*
océan Pacifique 99, *7.6*, *7.10*, 242-244, *13.10*, *13.11*, *13.12*, *13.13*
prévue 118-122, *7.8*, *7.9*
significative *t. 6.2*, 120, *7.8*
statistiques 118-124, *t. 7.1*, *7.7*. *7.9*
Vagues, mécanismes des (*voir aussi* dérive de Stokes, vagues déferlantes)
atténuation 79, 104, 125-126, *7.12*
diffraction 130, *8.5*
dispersion 101-102, 125
dissipation 104, 125-126
mouvement de l'eau 96-97, *6.4*, *6.6*, *6.10*
réflexion 70, 131-132, *8.6*, *8.7*
réfraction 129-130, *8.1*, *8.2*, *8.3*, *8.4*
Vagues, propagation des
changement spectral 125-126, *7.12*
contre le courant 102-103, *6.14*
dispersion 125, 142
en eaux profondes et peu profondes 95-96, 129, *8.8*, *t. 8.1*
étalement géométrique 104, 125-126
vitesse de groupe 101-102, *6.13*, 129
Vagues, propriétés (*voir aussi* hauteur des vagues et propagation des vagues)
énergie 104, 116, 118-120, 122-125, *7.10*, *7.11*, *7.12*
fréquence 122-123, *7.10*, *7.11*, *t. 7.2*
interrelations *t. 6.3*, *t. 7.3*
longueur 95, *6.2*, 99-101, *t. 6.3*, 105-106, 123, *t. 7.3*, 132, *8.8*
parties 95, *6.2*
pente 99, *6.11*, 132, *8.8*, *t. 8.1*
période 97, *6.5*, *t. 6.1*, *t. 6.2*, *t. 6.3*, 105-106, 122-123, *7.10*, *7.11*, *t. 7.2*, *t. 7.3*
spectre 97, *6.5*, 122-124, *7.10*, *7.11*, 125, *7.12*
vitesse de groupe 101-102, *6.13*, 106, 125, 129
vitesse de phase 95, 100, *t. 6.3*, *6.13*, 105-106, 129, 132
Valdes, Cayetano 11, 215

Vallée suspendue 20, *2.8*, 39
Vancouver, chaînon de l'île 7, *1.11*, 235
Vancouver, George, 11, *1.15*, 191, 215, 256
Vancouver, île
courant côtier 252, 253, *13.21*
largeur de la plate-forme 15-16
Vancouver, port de
courants 187, *10.37*
écoulement fluvial 184-185
marées 55, 183
physiographie 181, *10.33*
salinité 186-187, *10.35*
températures 185, *10.34*
vents 182, *t. 10.3*
Vector, CSS *1.16*, 108
Vent (*voir aussi* atmosphère, brise, invasions d'air polaire, squamishes)
alizés 88, 90
brassage par le vent 237-238
courants engendrés 73, 79-82, *4.1*, *4.2*, *4.3*, *4.4*, 226, *12.12*
course (fetch) 79, 101, *t. 6.2*, 115, 126-127
dérive 79-82, *4.3*, *4.4*
de surface 26-28, *2.13*, *2.15*
échelle de Beaufort 124, *t. 7.4*
effet sur les courants estuariens 191, 193-194, *10.41*, *10.42*, 210-212, *11.16*, 226-227, *12.12*
et évolution des plages 32-33, 35-36, *2.25*
force 99-100, *t. 6.2*
frottement 27, *2.13*
géostrophique 27-28, *2.13*
Pacifique Nord 27-28, 238-241, *13.6*, *13.7*, *t. 13.1*, *t. 13.2*
rapport avec les vagues *7.7*, *7.8*, *7.11*, *t. 7.2*, *t. 7.3*, *t. 7.4*
résistance (entraînement) 79, 81-82, *4.4*
Venturi, effet 113
Victoria, port de 11
marées 55, *3.4 A*, *3.5*, 63, *t. 3.1*, 66, 205
tsunamis *9.2*, *9.7*, 145
Victoria, vents à 201-203, *11.4*, *11.6*
Virago, baie de 257
Vitesse des navires 111-114
Volcan
continental 3, *1.4*, 7-8, *1.12*
océanique 3, 17-18, *2.3*, *2.4*, *2.5*, *2.6*

Waddington, mont 16
Wegener, Alfred 4
Weynton, passage 85, *12.2*, 217, 225, 227
Whaler Bay 67, *3.21*
Whiffin, flèche *2.26*, 212-213, *11.17*
Whyte, îlot 40
Wickaninnish, baie (*voir* plage Long)
Williwaws 260
Winona, bassin *13.2*
Woodfibre 191, *10.38*, 193

Yorke, île 221, *t. 12.2*, 227
Yuculta, rapides 66, 71, *3.28*, *10.2*

Zeballos 139, *9.7*
Zéro des cartes 51-52, *3.1*
Zooplancton 91